

Département de géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

**Mesure des propriétés physiques et analyse de la composition géochimique du
couvert nival des régions arctiques et subarctiques pour améliorer la
modélisation hydrologique**

Simon Levasseur

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences géographiques (M.Sc.),
cheminement Géomatique

Date du dépôt : 9 Septembre 2020

© Simon Levasseur, 2020

Identification du jury

Directeur de recherche : Alexandre Langlois
Codirectrice de recherche : Kristina Brown
Pêches et Océans Canada, Institut de Sciences Océanographiques, Sidney, CB, Canada

Membres du jury :
Mickaël Germain (Département de géomatique appliquées, Université de Sherbrooke)
Christian Zdanowicz (Département des Sciences de la Terre, Université d'Uppsala)

Résumé

Au Canada, l'hydrologie des bassins versants est fortement influencée par la fonte de la neige au printemps. L'équivalent en eau de la neige doit donc être estimé avec le plus de précision possible afin d'aider à la planification de la ressource en eau et à la gestion des risques naturels associés. Pour plusieurs régions arctiques et subarctiques, là où l'hydrologie est dominée par la fonte de la neige, les signatures géochimiques des sources d'eau ont le potentiel d'accroître notre compréhension de l'évolution de la couverture de neige afin d'améliorer les prédictions du ruissellement associé à la fonte. Toutefois, il existe un manque de données temporelles sur le couvert nival tant sur le plan géophysique que géochimique en région nordique. Par conséquent, ce projet de maîtrise vise une meilleure compréhension des échanges entre les sources d'eau d'une unité de drainage arctique avec une approche empirique afin d'améliorer les modélisations hydrologiques. Le projet se base sur des mesures in situ, de l'échantillonnage de neige et d'eau libre, ainsi que des simulations du couvert nival à l'aide d'un modèle thermodynamique. Plus précisément, l'objectif principal est de caractériser la charge géochimique et la composition isotopique de la neige arctique et subarctique et d'accomplir un suivi de l'évolution temporelle lors de la transition printanière pour le site arctique. L'échantillonnage et les mesures de propriétés géophysiques de neige ont été réalisés sur deux sites principaux à Wekweètì (T.N.-O) et Cambridge Bay (NU), situés respectivement en régions de taïga subarctique et de toundra arctique. Deux sites secondaires ont aussi été visités avec Trail Valley Creek (T.N.-O) qui est une station de recherche située sur la frontière entre taïga et toundra, et le site de Herschel Island (YK), une île arctique côtière. Plus spécifiquement, ce projet fait usage du modèle SNOWPACK pour estimer l'épaisseur de neige, l'équivalent en eau et le ruissellement associé à la fonte. L'échantillonnage de neige permet une comparaison basée sur l'état physique et sur la composition isotopique entre les deux sites. À Cambridge Bay, l'analyse des charges de sodium et des signatures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) est utilisée pour discriminer et quantifier les sources d'eau du Ruisseau Freshwater Creek, l'exutoire du bassin versant Greiner. Pour la neige, les compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) varient entre -41 ‰ et -17 ‰ entre les 5 classes de profondeur relative (0 à 100%) des deux sites d'études. Une tendance à l'enrichissement en isotopes lourds ($\delta^{18}\text{O}$) est constatée dans les couches inférieures des profils verticaux échantillonnés. Le flux de vapeur à l'intérieur

du couvert nival est responsable de cet enrichissement et montre des effets plus marqués au site de Cambridge Bay, où les tailles de grains mesurées (diamètre maximal) atteignent 12 mm sous l'effet du métamorphisme cinétique alors que les grains observés à Wekweèti ne dépassent pas 8 mm.

Mots clés : Isotopes stables, Ions majeurs, Neige arctique, Modélisation, Ruissellement

Table des matières

Liste des Figures	III
Liste des Tableaux.....	V
Liste des Annexes	V
Glossaire	V
Remerciements.....	VI
Avant-Propos	VII
1. Introduction.....	1
1.1. Problématique	1
1.2. Objectifs et hypothèses.....	3
2. Cadre théorique	4
2.1. Mesures des propriétés géophysiques du manteau neigeux	4
2.2. Modélisation du couvert nival	6
2.3. Traceurs géochimiques.....	8
3. Données et méthodes.....	14
3.1. Sites d'étude	14
a) Wekweèti	14
b) Cambridge Bay	15
3.2. Simulations avec l'OSSA.....	17
3.2.1 Description et configuration de l'OSSA.....	17
3.2.2. Données météorologiques.....	19
a) Données de stations météorologiques	19
b) Données de réanalyses	19
3.3. Mesures in situ	20
3.3.1. Propriétés nivales.....	20
3.3.2. Éléments géochimiques	21
a) Wekweèti	23
b) Cambridge Bay	26
c) Hershel Island et Trail Valley Creek.....	30
3.3.3. Débits.....	32
3.4. Diagramme méthodologique.....	34

4. Présentation et analyse des résultats.....	35
4.1. Validation des simulations de l'OSSA sur la densité et l'épaisseur du couvert nival	35
4.2. Validation des simulations sur le ruissellement avec les débits mesurés.....	37
4.3. Article soumis : Measurement of physical properties and stable isotope composition of snow	38
1. Introduction.....	42
2. Background: Application of Stable Water Isotopes in Snow Studies	43
3. Study Locations and Sampling Methods	46
a. Study sites.....	46
b. Physical snow measurements	48
c. Geochemical Sampling and Analysis.....	48
4. Results and Discussion	50
a. Snowpack isotopic composition and snow stratigraphy at an open taiga site and a tundra site	50
b. Weather factors influencing snowpack properties.....	57
Relationship between density and temperature profiles.....	57
Precipitation origin and composition	58
Wind effects.....	59
c. Seasonal evolution of the snowpack at a tundra site.....	60
5. Conclusions.....	62
Acknowledgments.....	64
References.....	65
4.4. Séparation d'hydrogramme isotopique	71
4.4.1. Séquence temporelle et évaluation de scénarios de calcul.....	72
4.4.2. Discussion sur l'IHS.....	76
5. Conclusion	77
Références.....	80
Annexes	89

Liste des Figures

Figure 1. Sites de mesures et d'échantillonnage, Wekweètì, mars 2018	15
Figure 2. Sites de mesures et d'échantillonnage, Cambridge Bay, avril et juillet 2018, avril à juin 2019	16
Figure 3. Localisation relative des deux sites principaux et deux sites secondaires incluant la ligne des arbres.....	17
Figure 4. Prise de mesures des propriétés physiques sur le site de Cambridge Bay, avril 2018 mai 2019.....	21
Figure 5. Échantillonnage sur le site d'étude de Cambridge Bay, avril 2018, juillet 2018 et mai 2019 afin d'illustrer les différentes conditions d'échantillonnage.	23
Figure 6. Points d'échantillonnage sélectionnés, Wekweètì, mars 2018	25
Figure 7. Environnement et prises de mesures, Wekwetti, mars 2018	26
Figure 8. Prise de mesures et d'échantillons sur le site de Cambridge Bay, avril 2018 ...	27
Figure 9. Échantillonnage de pluies, d'eau de surface, de sol, de neige fondante et de nappe perchée, Cambridge Bay, juillet 2018	29
Figure 10. Images montrant la prise de mesures et l'échantillonnage avec l'évolution de la couverture de neige, Cambridge Bay, avril à juin 2019	30
Figure 11. Photos du site de Trail Valley Creek incluant mesures physiques et échantillonnages, janvier 2019.....	31
Figure 12. Diagramme méthodologique.....	34
Figure 13. (a, b) Densité et épaisseur simulée vs observée pour Wekweètì, mars 2018. (c, d) Densité et épaisseur simulée vs mesurée pour GLW, avril 2018	35
Figure 14. (a) Ruissellement quotidien moyen simulé des premiers écoulements pour les mois de juin 2014 à 2016 comparé au (b) débit quotidien mesuré du Ruisseau Freshwater Creek pour les mois de juin 2014 à 2016.	37
Figure 15. Conceptual representation of the $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ relationships between falling (snow,rain) and accumulated (snowpack, surface water) precipitation with respect to the Canadian Meteoric Water Line (CMWL; Gibson et al., 2005), as discussed in the text. The conceptual diagram also illustrates the regional factors of air mass temperature, humidity, and station latitude on sample deviation from the CMWL; a local evaporation line (LEL) illustrates local processes that further modify the stable isotope signatures of surface waters away from their initial precipitation sources. Modelled after Beria et al., 2018; Gibson et al., 2005.....	45
Figure 16. Map of study sites Wekweètì and the Greiner Lake Watershed (GLW). (a) Both sites are plotted with reference to Yellowknife (NWT), Kugluktuk (NU), and the tree line (green line). (b) Wekweètì study site map identifies snowpit physical measurement sites (snowflake symbols) and geochemical/physical snow sampling locations (pin symbols) visited in March 2018. (c) GLW study site illustrates snowpit physical measurement locations (snowflake symbols) and geochemical sampling locations for the April 2018, July 2018, expeditions (blue and black pins, respectively). The purple line indicates the extent	

of the watershed. For both (b) and (c), the base map is a shaded relief map of the Arctic DEM (Release 6, Polar Geospatial Center, 2017) with locations plotted using the NAD 1983 CSRS coordinate system (UTM Zone 11N and 13N, respectively) on a Transverse Mercator projection (Datum: North American 1983 CSRS) with unites in Meters.46

Figure 17. (a, c) Snow $\delta^{18}\text{O}$ values plotted against relative depth in the snowpack and by depth class (symbols) for Wekweètì and GLW, respectively, (1) 0-20%, (2) 20-40%, (3) 40-60%, (4) 60-80%, (5) 80-100%. Linear trend lines are plotted for each data set, with statistics presented in Table 4; (b, d) Cross-plot of snow $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ composition for each field site plotted against the Canadian Meteoric Water Line (CMWL, thick dotted line; Gibson et al., 2005), symbols refer to depth classes within the snowpit as in (a, c).....52

Figure 18 (a, b) A typical snow profile observed at the Wekweètì taiga site (snowpit SP3; 64.047°, 114.06°) and (c, d), the GLW tundra site (snowpit SPSTRA2; 69.222, 104.898). On the left side (a, c), measured snow $\delta^{18}\text{O}$ values are plotted by depth in the snowpit, whereas snowpack density is plotted against depth on the right side (b, d). The thin blue lines represent layer boundaries observed in the snowpack profiles; for the GLW site, the thick blue line represents a single wind slab layer observed on the site and the grey line represents an ice crust acting as a barrier between the faceted grain layer and the depth hoar layer.....55

Figure 19. Average snow grain size plotted against effective snow depth from Wekweètì (grey diamonds) and Greiner Lake Watershed (black circles). Linear trend lines are plotted for each data set, with statistics presented in Table 4.57

Figure 20. Snow $\delta^{18}\text{O}$ values plotted against measured snow temperature (a) and density (b) for Wekweètì (grey diamonds) and Greiner Lake Watershed (black circles). Linear trend lines are plotted for each data set with statistics presented in Table 4.58

Figure 21. Daily wind burst (a, b), snow height (c, d) and snowfall (e, f) data for Yellowknife, NWT, Canada, April 2018, and Cambridge Bay, NU, Canada, April 2018, respectively, plotted against day of year (DOY). Wind burst, snow height and snowfall data from Environment Canada (ECCC, 2019a, b).60

Figure 22. Cross-plot of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ composition of snow relative to depth class at the GLW tundra site, collected in winter 2018 (symbol legend associated with depth class), as well as rain (-), surface pond (*), soil water (—), and Greiner Lake samples (+) collected around the Greiner Lake Watershed in summer 2018. Other samples (white squares) include samples of “advanced melting snow” and “flushing water from snowpack” as indicated in the figure. Samples of river water (white triangles) from the outlet of Freshwater Creek, which drains Greiner Lake, were collected throughout the open water season (June-Sept 2018). The dashed line illustrates the Canadian Meteoric Water Line after Gibson et al., 2005 ($\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 8.5$), with the inset as in Figure 15.....61

Figure 23. Débits, $\delta^{18}\text{O}$ et Sodium (Na) selon le jour de l’année. Les valeurs d’abondance en rivière, proviennent de la moyenne des mesures des années 2014 à 2018 pour le Ruisseau Freshwater Creek.....72

Liste des Tableaux

Tableau 1. Localisation des profils et nombre d'échantillons incluant tous les sites pour les années 2018 et 2019	32
Tableau 2. Analyse croisée entre densité et épaisseur mesurées et simulées, Wekweètì, mars 2018 et Cambridge Bay, avril 2018	36
Table 3. Sampling locations of 2018 field campaigns	50
Table 4. Statistical values associated with Type 1 Linear Regression Analyses of data presented in Figures 17, 19, and 20.....	53
Table 5. Mean monthly $\delta^{18}\text{O}$ (‰) and $\delta^2\text{H}$ (‰) values of precipitation over Wekweètì (open-taiga) and Greiner Lake Watershed (GLW; tundra), determined from interpolated Canada-wide climatology maps from the multi-year GNIP network (e.g., Gibson et al., 2005) obtained from GNIP (IAEA , 2001); accessible at http://isohis.iaea.org).....	59

Liste des Annexes

Annexe 1. Exemple de carte matricielle issue de l'OSSA sur le site de Wekweètì.....	89
Annexe 2. Protocole d'échantillonnage.....	90
Annexe 3. Expérience d'une séquence temporelle	93
Annexe 4. Tableau incluant chaque profil avec le nombre d'échantillons selon les sites d'étude	95

Glossaire

SRCEA : Station de recherche du Canada dans l'Extrême Arctique

DNEC : Données numériques d'élévation du Canada

GRIMP : Groupe de Recherche Interdisciplinaire sur les Milieux Polaires

OSSA : Outil de spatialisation de SNOWPACK en Arctique

MOP : Micro-Onde Passive

MRCC : Modèle régional canadien du climat

NARR : North American Regional Reanalysis

T.N.-O : Territoires du Nord-Ouest

VSMOW : Vienna Standard Mean Ocean Water

ArcticGRO : Arctic Great River Observatory

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration

COD : Carbone organique dissous

IHS : Isotope hydrograph separation

Remerciements

Nous remercions Brent Else et son équipe de l'Université de Calgary pour leurs analyses en laboratoire des isotopes ^{18}O et ^2H pour 2019 et pour l'échantillonnage 2019 du Ruisseau Freshwater Creek. Nous remercions Joseph Orchardo pour les analyses 2018 ^{18}O et ^2H à l'Université Brown. Nous remercions Kristina Brown de l'Université de la Colombie-Britannique pour l'analyse des ions majeurs et pour avoir codirigé ce projet. Nous remercions l'Université Wilfrid Laurier (WLU), Philip Marsh et Brandon Walker pour nous avoir accueillis à la station de recherche de Trail Valley Creek en janvier 2019. Également, nous remercions l'équipe d'Environnement et changement climatique Canada dont Chris Derksen, Peter Toose, Arvid Silis et Joshua King pour cette campagne de janvier. Nous remercions Daniel Kramer, Mike English et son équipe de l'Université Wilfrid Laurier pour la campagne de terrain de Wekweètì. Nous remercions le personnel et les équipes de terrain de l'Université de Sherbrooke pour l'assistance technique et la participation à l'acquisition de données notamment Patrick Cliche, Gabriel Diab, Vincent Sasseville, Joëlle Voglimacci, Chloé Martineau, Guillaume Couture, Caroline Dollant, Jean-Benoit Madore, Alex Mavrovic et Coralie Gauthier. Un merci spécial à Julien Meloche pour avoir cuisiné de bons repas pendant la plupart des campagnes sur le terrain. Nous remercions le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie (CRSNG) et le programme de formation scientifique dans le Nord pour le financement. Nous remercions Savoir Polaire Canada avec Donald McLennan pour le financement et pour l'accessibilité des installations de la Station de Recherche Canadienne de l'Extrême Arctique (SRCEA) nous ont permis de recueillir des données sur un terrain arctique dans des conditions cinq étoiles avec l'aide de Brian, Samantha, Angut, Richard et d'autres membres de l'équipe de la SRCEA. Un merci spécial à Austin Maniyogina pour avoir participé à l'échantillonnage dans la rivière Coppermine tout en offrant nos sincères condoléances à sa famille. Merci aux membres des communautés de Kugluktuk et de Cambridge Bay qui ont participé à la collecte de données sur la rivière Coppermine et le Ruisseau Freshwater Creek. Merci aux membres de la communauté de Cambridge Bay avec qui j'ai partagé de bons moments au Elks, en fin de soirées quelque part à Cambridge Bay ou à la pêche au beau milieu du lac Kitigua. Un merci spécial à Kristina Brown pour le support moral et technique et pour avoir apporté l'expertise sur le volet de la géochimie

qui m'était auparavant inconnu. Le plus grand des mercis pour le Professeur Alexandre Langlois, pour avoir mis en place une toile d'araignée dont les mailles ne cessent de s'agrandir, permettant la collaboration de scientifiques multidisciplinaires dans un environnement invitant, ouvert et chaleureux, puis surtout, pour avoir fait en sorte que ce projet devienne réalité.

Avant-Propos

Ce mémoire par article s'amorce par la description de la problématique, où les besoins qui justifient les objectifs du projet sont exposés. L'aspect de la modélisation et de son utilisation contemporaine dans le domaine de la neige sera par la suite exposé dans le cadre théorique. Pour compléter, une mise en contexte suivra afin d'établir les bases élémentaires de géochimie, plus particulièrement des isotopes de l'eau dans le cycle hydrologique et plus spécifiquement dans notre cas, pour leur utilisation dans l'étude de la neige. Les aspects méthodologiques sont ensuite détaillés, suivis de la présentation des résultats. Les résultats sont en partie présentés sous la forme d'un article : Levasseur, S., Brown, K., Langlois, A. and McLennan, D. 2020. Measurement of physical properties and stable isotope composition of snow Atmosphere-Ocean, Submitted, AO-2020-0027, soumis au journal Atmosphere-Ocean le 1^{er} septembre 2020. Sous la supervision des directeurs et co-directeurs, l'étudiant a rédigé l'article en plus de produire l'analyse proposée par les graphiques et figures.

1. Introduction

1.1. Problématique

Les tendances climatiques actuelles révèlent un devancement et une prolongation de la période de fonte menant à une diminution globale de la couverture de neige (IPCC, 2019). En conséquence, l'augmentation d'absorption d'énergie solaire par les surfaces de sol dénuées de neige, via leur albédo plus faible, entraînera une augmentation du ruissellement et de l'érosion alimentée par le dégel du pergélisol (Hay et McCabe, 2010). Ce ruissellement au niveau des cycles hydrologiques arctiques peut être mis en évidence par la modification d'apport en eau de fonte vers les cours d'eau, avant que ceux-ci n'atteignent les océans. La neige accumule des éléments géochimiques tels que des ions majeurs (chlore, potassium, sulfate, calcium, magnésium et sodium) et alors qu'elle gagne en épaisseur durant la saison hivernale, subit une modification de sa composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, δD). Au moment de la fonte printanière, une fraction importante de ces éléments n'est pas infiltrée dans le sol, mais plutôt transportée directement dans les cours d'eau (Unnikrishna *et al.*, 2002). Le couvert neigeux peut ainsi retenir jusqu'à 50 % de la charge inorganique annuelle d'une unité de drainage (Williams *et al.*, 2009a). La charge ionique est également importante en période de dégel printanier, mais le transport d'éléments géochimiques par la neige demeure peu rapporté dans la littérature (Guo *et al.*, 2012, Klaus et McDonnell, 2013). Pourtant, des éléments (isotopes stables et ions majeurs) utilisés comme traceurs lors d'études hydrologiques ont démontré une impressionnante efficacité pour distinguer la contribution des sources d'eau qui participent au régime hydrologique d'un bassin versant (Klaus et McDonnell, 2013). Cela révèle l'importance d'alimenter une analyse à plus long terme afin de cerner des tendances annuelles de l'apport d'eau de fonte qui s'écoulent vers les océans.

Pour des régions telles que l'Arctique canadien, une décharge importante en eau douce provient de la fonte des neiges et pénètre dans le système marin. En plus de représenter un apport géochimique (ions majeurs, nutriments, carbone organique dissout) important, les apports fluviaux ont un impact à la fois sur la composition géochimique et sur la stratification de surface de l'océan (McClelland *et al.*, 2012). Le suivi de l'évolution annuelle de la neige prend donc tout son sens dans ces régions nordiques sous une intensification des cycles hydrologiques (Dery *et al.*, 2009). Le suivi des cycles géochimiques est d'autant plus important afin d'aider à mesurer les conséquences des changements climatiques et les modifications du transport de l'eau par la neige. Ce suivi dépend toutefois des

capacités et limites des méthodes actuellement employées pour la mesure de l'équivalent en eau de la neige et de la percolation à l'intérieur du manteau neigeux (D'Amboise *et al.*, 2017). Bien que la densité et l'épaisseur soient indispensables pour caractériser l'équivalent en eau (Bartelt et Lehning, 2002), la percolation doit aussi être caractérisée afin de prévoir les déplacements de l'eau dans la neige et ainsi prédire le moment de sortie (ruissellement) lors de la fonte. La percolation de l'eau dans la neige est directement liée à la microstructure du manteau neigeux, à la présence de croûtes de glace ainsi qu'à la présence de barrières capillaires dans la structure du manteau (Würzer *et al.*, 2017).

Dans le contexte d'un réchauffement marqué au niveau des régions arctiques et subarctiques (Serreze et Barry, 2011, IPCC, 2019), des changements dans le début et la durée de la période de fonte se constatent ainsi que des changements dans les températures de l'air, les vents et les précipitations, qui viennent à leur tour modifier les propriétés du couvert nival (Guan *et al.*, 2013). Ces changements rapides apportent ainsi des changements dans la dynamique des océans, de l'atmosphère et des écosystèmes qui sont perceptibles à l'échelle des bassins versants et identifiables grâce à l'utilisation des traceurs géochimiques (charges d'ions majeurs et composition isotopique) (Bring *et al.*, 2016). Plus spécifiquement, les régions polaires sont confrontées à une augmentation de l'occurrence d'événements de pluies-sur-neige menant au développement de croûtes de glaces (Dolant *et al.*, 2016 ; 2017). Une fois formées, ces croûtes retardent le moment de la fonte (Gouttevin *et al.*, 2018), et modifient les cycles de gels et de dégels compliquant la compréhension des processus gouvernant la modification de la couche active actuellement observée dans plusieurs régions nordiques (Johnson *et al.*, 2015) et qui marquent les charges géochimiques tant bien que la composition isotopique de l'eau de fonte et de ruissellement. De plus, les complications logistiques et financières derrière l'installation de stations équipées d'appareils de mesures limitent l'accès à des données sur le terrain. C'est pourquoi les techniques d'évaluation indirecte telles que la télédétection et la modélisation sont à privilégier pour offrir une évaluation du couvert de neige en milieux éloignés tel que le Nord canadien. La télédétection ne permet toutefois pas de prendre en compte les transferts de masse dans le bilan d'énergie d'une unité de drainage alors que la modélisation liée à l'étude des traceurs géochimiques permet de discriminer les éléments du bilan. De récents travaux d'amélioration sur le modèle SNOWPACK (définition technique du modèle à la section 3.2.) ont été menés (Groot Zwaafink *et al.*, 2013 ; D'Amboise *et al.*, 2017 ; Gouttevin *et al.*, 2018) dont la spatialisation des simulations (Ouellet *et*

al., 2016 ; Martineau *et al.*, 2020) est rendue possible grâce à l’Outil de Spatialisation de SNOWPACK en Arctique (OSSA, voir section 2.2.). Cependant, le couplage de ce modèle à un modèle isotopique doit attendre une meilleure compréhension empirique des processus de fractionnement isotopique dans le couvert nival, ce que propose ce mémoire de maîtrise.

Ce projet s’inscrit dans un contexte plus large, ce qui explique que les résultats de certains paramètres échantillonnés tels que les ions majeurs, les nutriments et le carbone organique dissous ne seront pas présentés dans ce document mais plutôt par d’autres publications futures. Deux sites d’études, Wekweètì en zone subarctique et le bassin versant Greiner en zone arctique, furent visités pour fournir une évaluation sur les différences dans les propriétés géochimiques et isotopiques. Cette comparaison est limitée par une comparaison un à un et serait plus représentative en incluant plusieurs autres sites à des latitudes variées.

Le document est structuré de la façon suivante. Les objectifs et hypothèses complètent l’introduction. Un cadre théorique met ensuite en contexte les champs d’études couverts, puis les sites d’études sont décrits plus en détails avec les données et méthodes concernées pour la réalisation des objectifs. Ensuite, les résultats sont présentés et discutés dans le corps du texte ainsi que dans un article inséré dans le document.

1.2. Objectifs et hypothèses

L’objectif général du projet est de quantifier spatialement et temporellement la concentration d’ions majeurs ainsi que la composition isotopique de l’eau contenue dans la neige sur une unité de drainage arctique et subarctique ainsi que les propriétés géophysiques du manteau neigeux à l’aide du modèle thermodynamique multicouche SNOWPACK. Cette quantification s’inscrit dans un contexte de caractérisation du rôle de la neige dans le transport d’eau douce et d’éléments géochimiques vers le milieu marin. Pour réaliser l’objectif général, quatre objectifs spécifiques ont été déterminés :

- 1) valider les simulations de l’OSSA sur les sites d’études à l’aide de mesures in situ sur trois variables d’état importantes dans un contexte de ruissellement : densité, épaisseur et température.

Hypothèse : Le modèle thermodynamique de neige SNOWPACK permet de simuler de manière satisfaisante l’équivalent en eau de la neige en condition arctique;

- 2) quantifier et comprendre la correspondance entre le moment de fonte prédit par l'OSSA et l'augmentation des débits mesurés en rivières.

Hypothèse : Le ruissellement issu de la fonte du couvert nival est lié à une augmentation de débit des rivières ;

- 3) quantifier les signatures isotopiques et les concentrations d'ions majeurs dans le couvert nival en fonction de la stratigraphie, et évaluer la variabilité spatio-temporelle.

Hypothèse : Les concentrations d'éléments géochimiques et le contenu en isotopes de l'eau varient dans le temps en fonction de la profondeur de neige, selon la couverture du sol, des facteurs climatiques et atmosphériques;

- 4) caractériser les autres sources d'eau (eaux de surface, de sol et de pluies) du bassin versant Greiner afin d'offrir une estimation sur la contribution de la neige.

Hypothèse : Il est possible de fournir une estimation de la contribution de la neige au débit d'un cours d'eau grâce aux traceurs géochimiques.

À noter que les objectifs spécifiques 3 et 4 sont au cœur de l'article scientifique présenté.

2. Cadre théorique

Dans un premier temps, certaines techniques actuellement opérationnelles pour la mesure des propriétés géophysiques de la neige sont détaillées dans le but de situer la démarche de modélisation dans le cadre du projet. Ensuite, une mise en contexte sur l'utilisation des traceurs géochimiques et isotopiques sera donnée afin de clarifier son apport et les liens étroits avec la modélisation physique.

2.1. Mesures des propriétés géophysiques du manteau neigeux

Il existe plusieurs techniques pour mesurer les propriétés géophysiques de la neige. Dans le cadre de ce projet, les variables d'état pertinentes sont : la taille des grains, l'épaisseur, la densité et la température. La taille de grain, plus précisément le diamètre optique, peut se mesurer en utilisant la photographie proche infrarouge (Kokhanovsky and Zege, 2004; Matzl et Schneebeli, 2006; Langlois *et al.*, 2010) alors que d'autres méthodes dans l'infrarouge utilisant un montage laser apportent une sensibilité accrue au diamètre optique (Kokhanovsky et Zege, 2004 ; Gallet *et al.*,

2009 ; Montpetit *et al.*, 2012). Le diamètre maximal des grains et le niveau de métamorphisme peuvent aussi être estimés avec la microphotographie optique (Langlois *et al.*, 2007 ; Langlois *et al.*, 2020) où la variabilité intracouche de différentes métriques de taille de grain peut être analysée. En surface, le diamètre optique des grains peut-être dérivé à partir de mesures spectrales satellitaires qui estiment l'albédo, un paramètre physiquement lié au diamètre optique (Kokhanovsky et Zege, 2004 ; Guan *et al.*, 2013) qui demeure pertinent dans un contexte de fonte de surface. De plus, les signatures multispectrales peuvent mesurer l'étendue du couvert de neige (Liu *et al.*, 2008). Cependant, ces méthodes optiques demeurent limitées par le couvert nuageux et la nuit polaire. Pour les mesures d'épaisseur de neige, le lidar peut être employé, et nécessite deux passages (avec et sans la neige), pour mesurer la hauteur (Grünwald et Lehning, 2015). De nouvelles méthodes permettent aussi la cartographie d'épaisseur de neige par drone en utilisant l'approche « structure-from-motion » actuellement en développement au sein du GRIMP de l'Université de Sherbrooke (Kramer *et al.*, 2019). Ces méthodes ne fournissent toutefois pas de mesure de densité, et donc d'équivalent en eau de la neige puisque ce dernier est le résultat du produit entre la hauteur de neige et la densité. À ce sujet, les micro-ondes passives (MOP) ont été employées depuis les années 1980 pour la quantification de l'épaisseur de de l'équivalent en eau en comparant la température de brillance dans différentes fréquences (e.g. Chang et al., 1982 ; Derksen et al., 2003). Ces méthodes demeurent cependant limitées dans les manteaux neigeux trop épais en plus de posséder des résolutions spatiales trop grossières pour les besoins du présent projet (Foster *et al.*, 2005 ; Dietz *et al.*, 2011 ; Langlois *et al.*, 2012). De plus, les MOP procurent des résultats variables en fonction des longueurs d'onde utilisées et de leurs interactions avec l'atmosphère ou les obstacles rencontrés sur le terrain (Brown et Robinson, 2011), sans compter les problèmes liés à la variabilité spatiale intrapixel du couvert nival.

Un important défi réside donc dans l'évaluation précise de la densité de la neige qui est hautement variable verticalement, dans l'espace et dans le temps (López-Moreno *et al.*, 2013). Celle-ci se mesure sur le terrain avec l'extraction d'un échantillon de neige au volume connu qui est pesé pour la mesure de la densité. En territoire relativement homogène, c'est la hauteur de neige sous l'influence des vents et la topographie qui contribuent le plus à la variabilité de l'équivalent en eau de la neige. Toutefois, trois types de métamorphisme des grains de neige vont modifier la densité et donc, l'équivalent en eau. Ces trois types sont : le métamorphisme cinétique qui est présent sous un fort gradient de température, le métamorphisme d'équilibre alors que le volume s'homogénéise

en température et devient isotherme, et finalement, le métamorphisme de fonte, ou de neige mouillée, présent lorsque la température de la neige atteint 0 °C et que l'eau liquide devient présente dans le manteau neigeux. Le métamorphisme cinétique se produit par le transport vertical de vapeur qui se déplace le long d'un gradient de température fort, normalement $> 0,3 \text{ °C} \cdot \text{cm}^{-1}$ (Gubler, 1985 ; Sturm *et al.*, 2002). Ce type de métamorphisme est responsable de la formation du givre de profondeur, composé de grains de grandes dimensions à la base de la couverture de neige (Colbeck *et al.*, 1983). Le métamorphisme d'équilibre, quant à lui, se produit en absence d'un gradient de température important. Les échanges se font alors entre les grains et avec eux-mêmes, alors que la vapeur se déplace des parties convexes de grain qui ont une pression de saturation de vapeur plus élevée, vers les parties concaves formant ainsi des grains ronds et des couches denses (Sturm *et al.*, 2002). Cette redistribution de masse mène à une diminution de la surface spécifique des grains et à une augmentation du collage (« bonding ») où les parties concaves des grains sont chauffées par la chaleur latente alors que les parties convexes sont refroidies par évaporation/sublimation (Bader and Kuroiwa, 1962; Colbeck, 1993). Finalement, le métamorphisme de fonte est variable selon l'état de saturation du volume. Lorsque saturés, les grains les plus fins passent en premier en phase liquide et l'eau résultante adhère aux plus gros grains (Colbeck *et al.*, 1983).

2.2. Modélisation du couvert nival

Avec l'amélioration de la compréhension empirique des processus physiques contrôlant le couvert nival, des modèles ont été conçus pour englober les phénomènes impliqués afin d'offrir des simulations sur l'évolution temporelle et spatiale des couches de neige. Certains modèles numériques à base physique, adaptés pour les milieux alpins tels que SNOWPACK et Crocus, ont fourni des résultats probants lors de simulations pour la prévision d'avalanche (Bartelt et Lehning, 2002, Essery *et al.*, 2008 ; Côté *et al.*, 2017, Madore *et al.*, 2018 ; Krinner *et al.*, 2018).

Plus spécifiquement, SNOWPACK est un modèle de neige thermodynamique multicouche qui est conçu pour traiter les modélisations par couche de neige en apportant une attention particulière à la microstructure de celles-ci. Les couches sont considérées comme des éléments finis, ce qui permet de modéliser les transferts de chaleurs et de masses ainsi que la proportion de l'eau à l'intérieur des interstices des grains de neige. Il est géré par cinq groupes de paramètres principaux décrits ci-dessous :

- 1) tout d'abord, le premier groupe contient pour chaque couche, la température, l'épaisseur, la densité et la teneur en eau liquide. Également, nous avons la géométrie des grains et la géométrie de leur agencement qui considèrent la forme et la taille des grains, la forme et la taille des interstices ainsi que les liens qui unissent les grains ;
- 2) le second groupe considère le métamorphisme des grains de neige dont trois types sont définis tel qu'écrit plus haut : les processus de métamorphisme ;
- 3) le troisième groupe de paramètres contient la viscosité liée à l'apport de nouvelle neige et la conductivité thermique ;
- 4) le quatrième groupe est basé sur la résolution des équations pour la conservation de la masse et de l'énergie afin de prendre en compte les trois phases de l'eau, solide, liquide et gazeuse, et finalement ;
- 5) le dernier groupe de paramètres contient la surface, la densité, l'albédo, l'apport de neige par le vent et les radiations incidentes (Bartelt et Lehning, 2002). L'ordre d'énumération de ces groupes est également l'ordre logique selon lequel SNOWPACK fonctionne considérant que la définition d'un groupe permet la définition du groupe suivant (Gervais-Gosselin, 2017).

Toutefois, ces modèles ne sont pas adaptés pour le milieu arctique, où la neige possède des propriétés différentes influencées entre autres par la redistribution par le vent (Mudryk *et al.*, 2015, Gouttevin *et al.*, 2018, Domine *et al.*, 2019) et des températures polaires menant à de très forts gradients de température. Il existe donc un besoin réel d'ajustement et d'amélioration de processus de compaction et de métamorphisme dans les modèles actuels avant d'être utilisé dans les régions polaires. Cependant, le manque de données ne permet pas un développement complet de sorte que des modifications ponctuelles sont apportées dans le but d'améliorer les simulations du couvert nival, tel que présenté dans l'OSSA. Plus précisément, l'OSSA inclut une modification de la paramétrisation du profil de densité où celle-ci reste fixée à $150 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ tant et aussi longtemps que l'épaisseur de neige ne surpasse pas la hauteur de végétation (Gouttevin *et al.*, 2018). Nous utilisons aussi la version « Antarctique » développée par Groot-Zwaftink *et al.* (2013) qui a été modifiée empiriquement dans le but de mieux considérer l'effet du vent soutenu en régions polaires contribuant à la création de plaques à vent très denses en surface (jusqu'à $600 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$). Cette version accumule la neige seulement lorsque la vitesse des vents dépasse un certain un seuil.

Comme le processus dynamique de redistribution par le vent dans ces régions est le facteur le plus important contrôlant l'épaisseur de neige, Martineau *et al.* (2020) notent une amélioration de 38,4 % et de 14,2 % des valeurs de densité en surface (plaques à vent) et dans le givre de profondeur respectivement en utilisant des mesures in situ au site de Cambridge Bay.

En termes d'écoulement de l'eau à l'intérieur du manteau neigeux, un nouveau schéma de percolation de l'eau fut testé lors d'une récente étude (D'Amboise *et al.*, 2017). Il s'agit de l'intégration des équations de Richards qui considèrent le déplacement de l'eau dans des milieux poreux tel que la neige et le sol (Wever *et al.*, 2014). Cela constitue une amélioration considérable pour des applications hydrologiques. Un outil de spatialisation existe dans SNOWPACK (Alpine3D), mais ce module a besoin d'un réseau de stations météorologiques dense et est pertinent dans les simulations à hautes résolutions spatiales ce qui n'est pas notre cas dans l'Arctique. Ceci a motivé le développement de l'Outil de Spatialisation de SNOWPACK en Arctique (OSSA) décrit ci-haut (Ouellet *et al.*, 2016) qui lui, spatialise les simulations en mode colonne simplifiant grandement les simulations à plus grande échelle (Martineau *et al.*, 2020).

Autant d'actualité, l'utilisation combinée de la signature isotopique et de la modélisation thermodynamique de la neige représente une option intéressante (Ala-aho *et al.*, 2017, Touzeau *et al.*, 2017). Toutefois, un examen plus approfondi de l'évolution des signatures isotopiques à l'intérieur de la neige est d'abord requis afin d'intégrer cette source d'information particulière au sein d'une technique d'acquisition de données indirecte telle que la modélisation. L'acquisition de connaissance par l'échantillonnage de neige est la motivation principale du présent projet.

2.3. Traceurs géochimiques

L'intérêt de mieux comprendre l'utilisation des charges géochimiques et des compositions isotopiques de la neige se situe dans leur potentiel à caractériser la nature des conditions météorologiques lors des précipitations autant que de calculer les temps de résidence et de recharge à l'échelle d'un bassin versant (Ala-aho *et al.*, 2017). De plus, les éléments géochimiques et les compositions isotopiques peuvent être utilisés pour le suivi des chenaux de ruissellement au sein d'une unité de drainage et peuvent révéler les quantités et fractions d'eaux individuelles (pluie, fonte, nappe phréatique, etc.) et par le fait même, les tendances interannuelles de l'écoulement sur un bassin versant (Kjickerkovska, 2016) agissant alors comme des traceurs hydrologiques. Au sein de la neige elle-même, les isotopes d'oxygène et d'hydrogène sont utilisés pour quantifier

l'évaporation et la sublimation (Gustafson *et al.*, 2010), deux éléments clés dans la compréhension des divers processus qui contrôlent le bilan de masse nival, démontrant ainsi des relations étroites entre les mesures géochimiques et les propriétés physiques de la neige.

La composition isotopique est exprimée comme la différence entre l'échantillon (R_{sample}) et un étalon standard (R_{std}), où R fait référence au rapport de l'isotope lourd de l'eau sur le léger, soit $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou $^2\text{H}/^1\text{H}$ respectivement. Ici, nous rapportons des observations concernant la norme (R_{std}) Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) où la notation δ , $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ (ici désignée $\delta^{18}\text{O}$) et $\delta^2\text{H}-\text{H}_2\text{O}$ (ici notée $\delta^2\text{H}$), est en pour mille (‰). L'expression standard est définie par les termes suivants :

$$\delta^{18}\text{O} \text{ ou } \delta^2\text{H} = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{std}}} - 1 \right) * 1000 \quad \text{Équation 1.}$$

R_{sample} est le rapport entre les éléments $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$ de l'échantillon et R_{std} est celui du standard reconnu de l'isotope correspondant.

Dans un premier ordre, la composition isotopique stable d'une molécule d'eau reflète les échanges de vapeur se produisant dans la masse d'air d'origine, l'historique des processus de précipitation dans la masse d'air et l'exposition subséquente à d'autres masses d'air. Selon ces échanges, la molécule d'eau peut être appauvrie (valeur plus négative) ou enrichie (valeur moins négative) dans l'un ou l'autre des isotopes de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$). Ici, nous nous référons aux échantillons avec des concentrations plus faibles de l'isotope le plus lourd (par exemple, $\delta^{18}\text{O}$ plus négatif) comme étant « appauvris » en isotope lourd; tandis que les échantillons avec des concentrations plus élevées de l'isotope le plus lourd (p. ex., $\delta^{18}\text{O}$ moins négatif) sont considérés comme étant « enrichis » en isotope lourd (p. ex., Galewsky *et al.*, 2016). De plus, le processus de changement de phase affectera l'abondance relative des isotopes de l'eau compte tenu de leur masse atomique plus légère ou plus lourde (Beria *et al.*, 2018). Une fois que la molécule d'eau tombe du ciel sous forme de précipitations, sa composition isotopique subit de nouveaux changements dans le manteau neigeux après l'accumulation de neige et à mesure que la saison évolue. Par exemple, le processus d'évaporation entraîne un enrichissement en isotopes plus lourds du volume d'eau restant tandis que l'eau de condensation est appauvrie et composée avec les isotopes plus légers. Ainsi, afin

d'estimer la composition isotopique finale de la fonte des neiges à la fin de la saison, une surveillance temporelle haute résolution est essentielle. Les facteurs contrôlant la distribution isotopique dans la neige sont les changements de phase dus à l'évaporation, la sublimation et les changements de phase liés à la fusion et à la recristallisation, ainsi que les transferts verticaux de vapeur d'eau vers les couches supérieures (Town et al., 2008). La charge initiale joue donc un rôle important, qui dépend des événements de précipitations individuels qui sont eux-mêmes entraînés par le temps de séjour dans l'atmosphère, leurs sources originelles et leur température pendant les événements de précipitations (Gibson et al., 2005).

Lors d'études hydrologiques utilisant des traceurs géochimiques, les sources d'eau qui participent à l'écoulement de l'eau au sein d'un bassin versant (l'eau présente avant un événement est comparée à l'eau présente à la suite d'un événement) sont identifiées par échantillonnage. Il est alors possible d'estimer la fraction d'eau ancienne et la fraction d'eau récemment ajoutée au système et à partir de cette information, il est possible d'évaluer la proportion d'eau provenant d'un événement spécifique. Pour le cas de la neige fondante, l'eau qui circule dans les cours d'eau ainsi que les eaux souterraines et l'eau de surface sont considérées comme l'eau « avant » l'événement (Klaus et McDonnell, 2013). L'eau qui est introduite dans le système lors de la fonte est donc considérée comme la fraction provenant de l'événement en question. Le rapport isotopique total dans la neige, au maximum d'accumulation, reste toutefois inférieure à celui de l'eau de surface. Au moment de la fonte, l'eau de ruissellement provoque une dilution par l'apport d'eau de fonte aux valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles mettant en évidence son arrivée.

Cette signature particulière dépend de l'état physico-chimique des molécules d'eau dans la neige. Cet état dépend entre autres de l'évaporation, de la sublimation et des changements de phases qui tendent à fractionner les éléments de l'eau. Il existe trois types de fractionnement :

- 1) le fractionnement à l'équilibre ;
- 2) le fractionnement cinétique ;
- 3) le fractionnement lié au transport.

Le fractionnement à l'équilibre est le résultat de deux fractionnements qui s'équivalent. On parle alors de réaction d'échange intracouche ce qui ne contribue pas significativement à la variabilité

stratigraphique des signatures isotopiques des profils de neige. Ce type de fractionnement est lié au métamorphisme d'équilibre qui se produit en absence d'un gradient de température important (Touzeau *et al.*, 2017). Les échanges se font alors sur de courtes distances, et donc ces transferts de masse à l'échelle des grains sont insuffisants pour une modification significative des signatures entre les couches. Le fractionnement cinétique est une réaction d'échange à la suite de laquelle, une des deux couches est appauvri alors que l'autre est enrichi (Beria *et al.*, 2018). Par exemple, si un flux de vapeur s'échappe d'une couche de neige particulière, ce flux sera d'abord composé de molécules plus légères provoquant l'enrichissement isotopique de la couche source par perte d'isotopes légers. Ce fractionnement est lié au métamorphisme cinétique qui se produit par transport vertical de la vapeur entre les couches (Madore *et al.*, 2018). Ce type de métamorphisme peut provoquer l'échange de matières entre les couches et contribuer de manière significative à l'hétérogénéité du volume de neige tant du point de vue géochimique que physique (i.e. microstructure) (Gustafson *et al.*, 2010). Finalement, le fractionnement lors du transport en région arctique est affecté par le degré de super-saturation de vapeur au moment de la condensation qui affecte la valeur de l'excès de deutérium dans les précipitations produites. (Fisher, 1991). Pour les couches de neige et l'échange entre celles-ci, ce type de fractionnement implique que la vapeur qui s'échappe d'une couche s'appauvrit au long de son parcours jusqu'à sa déposition par condensation (Taylor *et al.*, 2001). Ces modifications au volume de neige doivent être intégrées pour estimer avec plus de précision la valeur associée à sa contribution lors d'un événement de fonte.

Ici, nous utilisons une technique de séparation hydrographique de base pour estimer la contribution de l'eau de fonte des neiges au débit des cours d'eau, comme le résumant Klaus et McDonnell (2013). À l'échelle d'un bassin, pour exprimer la contribution de l'eau d'évènement de fonte, les équations suivantes sont définies :

$$Q_t = Q_p + Q_e \quad \text{Équation 2.}$$

$$C_t Q_t = C_p Q_p + C_e Q_e \quad \text{Équation 3.}$$

$$F_p = \frac{C_t - C_e}{C_p - C_e} \quad \text{Équation 4.}$$

Le terme Q_t représente le débit du cours d'eau pendant l'évènement exprimé en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Q_p représente la contribution avant l'évènement et Q_e , la proportion due à l'évènement de sorte que sans évènement, $Q_t = Q_p$. Les termes C_t , C_p et C_e de l'équation 4 concernent les rapports d'abondance isotopique du cours d'eau donné en pour mille ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), soit, de l'eau pendant l'évènement, de l'eau du pré-évènement puis de l'eau provenant de l'évènement respectivement. Le résultat du terme F_p est la fraction d'eau du pré-évènement au moment de l'échantillonnage.

Lorsqu'il y a plusieurs sources (pluies, eaux souterraines, etc.), l'équation 2 et 3 deviennent :

$$Q_t = Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots + Q_n \quad \text{Équation 5.}$$

$$C_t Q_t = C_1 Q_1 + C_2 Q_2 + C_3 Q_3 + \dots + C_n Q_n \quad \text{Équation 6.}$$

Avec 1 à n membres où chacun des numéros correspond à un des membres contribuant au débit de la rivière, en isolant chacun des termes par la prise d'échantillons, il devient possible d'évaluer la contribution de chacun d'eux.

Afin d'estimer la contribution de la fonte de la neige à la recharge des eaux souterraines, la formule suivante utilisée également dans N'da *et al.* (2016) est définie tel que :

$$\delta^{18}\text{O}_{GW} = (1 - X)\delta^{18}\text{O}_{SN} + X\delta^{18}\text{O}_R \quad \text{Équation 7.}$$

Où $\delta^{18}\text{O}_{GW}$, $\delta^{18}\text{O}_{SN}$ et $\delta^{18}\text{O}_R$ sont respectivement les compositions isotopiques de l'eau souterraine, de l'eau de ruissellement de la neige et de l'eau de pluie. La variable X est donc la fraction estimée de la contribution de la neige à la recharge des eaux souterraines. Dans le cas d'un bassin versant arctique tel que trouvé à Cambridge Bay, l'eau souterraine fait plutôt place à l'eau stockée dans les couches supérieures, au-dessus du pergélisol, pendant la saison froide.

En région éloignée, la difficulté demeure l'accès à des échantillons de neige avant et pendant la période de fonte. Dans un tel contexte, l'utilisation de modèle de simulation isotopique permettrait de pallier le manque d'accessibilité. Certains modèles tels que décrits dans Feng *et al.* (2002) et Taylor *et al.* (2002) ont fourni des résultats satisfaisants au niveau de simulations sur l'impact des processus de sublimation et de fonte sur la composition isotopique au sein d'un volume de neige. Ces modèles nécessitent toutefois plusieurs paramètres et produisent des simulations dans une seule dimension, c'est-à-dire en une seule colonne de neige. La variabilité temporelle et spatiale est alors

difficilement prise en compte (Ala-aho *et al.*, 2017). À partir de ces constatations, un modèle a été développé afin d'évaluer l'évolution de l'abondance isotopique de la neige, spatialement et temporellement, pendant la saison hivernale. L'étude de Ala-aho *et al.* (2017) décrit la conception de ce modèle qui constitue une nouvelle approche prometteuse. L'auteur mentionne toutefois la nécessité d'un paramétrage adéquat au niveau de la physique des couches de neige et la nécessité de tester le modèle dans différents environnements afin de cerner les différents mécanismes lors du stockage. Ces mécanismes étant :

- 1) l'évaporation ;
- 2) la sublimation ;
- 3) les changements de phase reliés à la fonte ainsi qu'à la recristallisation ;
- 4) les transferts de vapeur de l'air vers l'intérieur des couches supérieures.

L'évaporation est causée par des températures au-dessus de 0 °C, par des échanges entre les couches de neige et l'atmosphère (Town *et al.*, 2008) et par les radiations solaires sur les molécules d'eau. La sublimation est consécutive au flux de vapeur dans les couches profondes tandis qu'en surface, elle est plutôt contrôlée par le vent et le rayonnement solaire. Différents taux de sublimation sont responsables d'une part, de la variabilité de l'équivalent en eau et également, des compositions isotopiques (Gustafson *et al.*, 2010). La recristallisation ou le métamorphisme cinétique se produit en présence d'un flux de vapeur du sol vers l'atmosphère et lors de cycle de gel/dégel. Enfin, la fonte a un effet d'homogénéisation suivant le déplacement des masses par percolation et à la diffusion qui s'en suit (Touzeau *et al.*, 2017). Il est utile de rappeler que la charge isotopique initiale dépend des épisodes de précipitations individuels qui sont eux-mêmes conduits par le temps de résidence de l'eau dans l'atmosphère, leur provenance et leur température lors de la chute (Gibson *et al.*, 2005). Dans tous les cas, il s'agit de la conservation d'un équilibre au niveau de l'humidité entre les couches et à l'intérieur de celles-ci, d'où l'intérêt d'un couplage potentiel de ce modèle isotopique avec le modèle SNOWPACK dans l'OSSA. Cependant, cet arrimage n'est pas abordé dans le présent mémoire et sera sans doute le sujet de travaux futurs.

3. Données et méthodes

Pour répondre aux objectifs présentés à la section 1.2., des sites d'études ont été visités et sont décrits dans cette section. Également, la description détaillée de la méthodologie derrière la collecte de données et de l'utilisation de l'OSSA est présentée.

3.1. Sites d'étude

Deux sites principaux, Wekweètì (T.N.-O.) et Cambridge Bay (NU), ont fait l'objet des campagnes d'acquisition de données. Ces sites ont été sélectionnés pour leur accessibilité et la possibilité de jumeler les efforts logistiques avec d'autres équipes de recherche aux objectifs complémentaires. Deux sites secondaires, Trail Valley Creek (T.N.-O.), situé en zone de transition entre taïga et toundra, et Herschel Island (YK), une zone côtière, ont également été visités. Ces derniers sont localisés sur la Figure 3, mais ne font pas l'objet d'une description détaillée.

a) Wekweètì

Wekweètì est situé dans les Territoires du Nord-Ouest (T.N.-O.) À une altitude de 368 m (Figure 1), la végétation comprend de petits arbustes et des conifères, située sous la limite des arbres. L'environnement comprend également de petites collines et des lacs (Northwest Territories Tourism, 2019) typiques d'une écozone de la taïga au climat subarctique. Une station météorologique située dans le hameau lui-même (Wekweètì A) recueille des données depuis 2012. Cependant, la station n'inclut pas de données sur les précipitations et aucune information générique sur le climat n'est disponible étant donné qu'Environnement et Changement climatique Canada (ECCC) requiert un minimum de 15 ans de collecte de données pour l'évaluation de normales climatiques (ECCC, 2019). Cependant, les données météorologiques de Yellowknife (Yellowknife A, 193 km au sud de Wekweètì) entre 1981 et 2010 suggèrent des précipitations annuelles moyennes de 156,7 cm tombant sous forme de neige et 170,7 mm tombant sous forme de pluie. L'enneigement apparaît généralement en octobre et la fonte survient au cours du mois d'avril avec une hauteur de neige maximale moyenne de 38 cm atteinte en mars. Annuellement, la température quotidienne moyenne de l'air est de -4,3 °C avec un maximum de 21,3 °C (juillet) et un minimum de -29,5 °C (janvier). La direction du vent la plus fréquente est de l'Est avec une vitesse moyenne quotidienne de 12,8 km/h. Le nombre de jours avec des vitesses de vent supérieures à 52 km/h (force 7 sur l'échelle de Beaufort) est de 1,8 et le nombre de jours avec des vitesses de vent supérieures à 63 km/h (force 8 sur l'échelle de Beaufort) est de 0,3. Une vitesse horaire maximale

du vent de 72 km/h est mesurée en septembre et la vitesse maximale des rafales de 113 km/h est mesurée en novembre (ECCC, 2019). La zone d'étude et les sites visités sont situés sur la Figure 1.

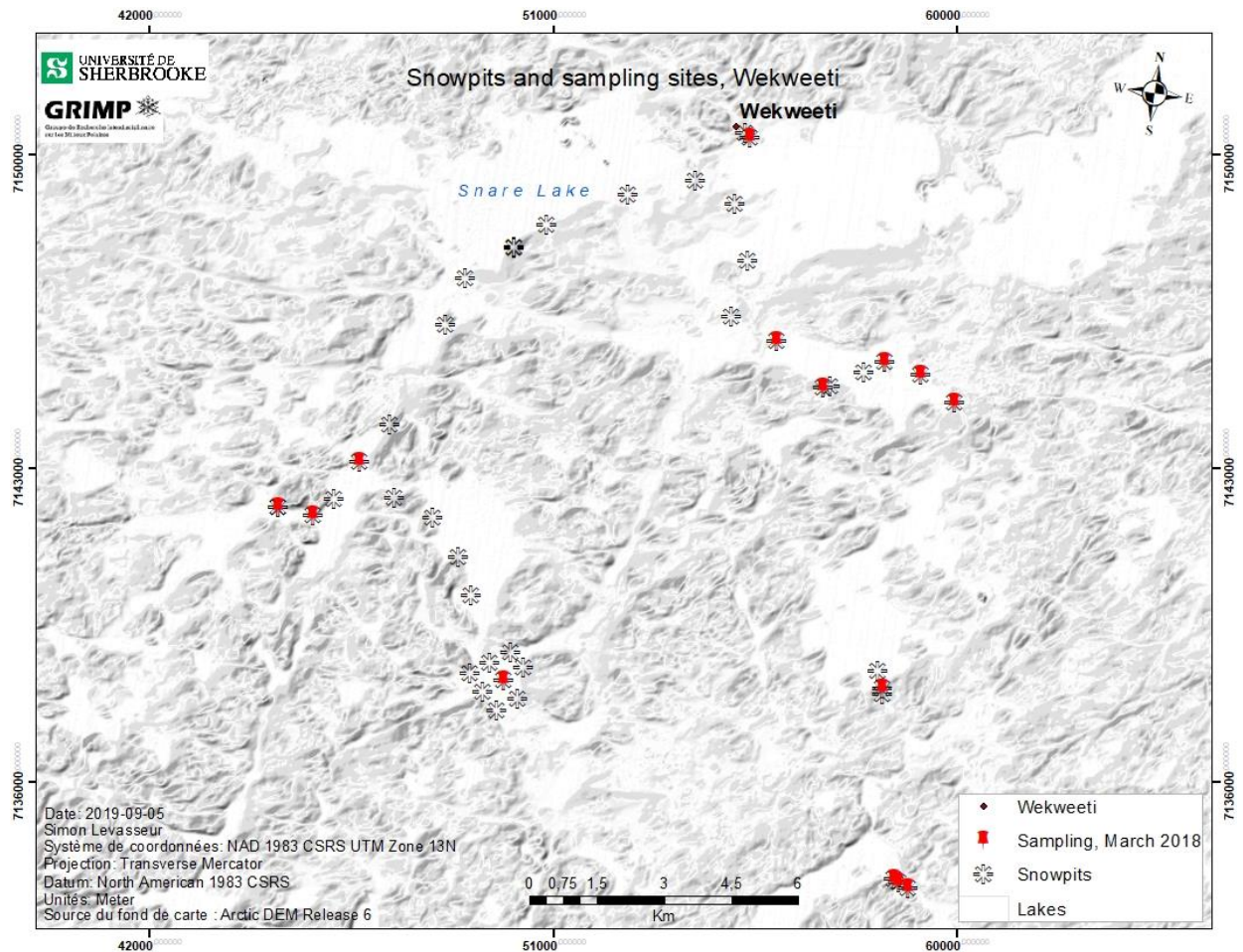


Figure 1. Sites de mesures et d'échantillonnage, Wekweeti, mars 2018

b) Cambridge Bay

La communauté de Cambridge Bay, près du bassin versant du Lac Greiner, est située à 31 mètres au-dessus du niveau de la mer sur l'île Victoria dans la région de Kitikmeot au Nunavut (Figure 2). Le hameau est entouré de falaises côtières tandis que de nombreux lacs peuplent son paysage (Agence canadienne de développement économique du Nord). La végétation de cette plaine dénudée d'arbre du biome de la toundra arctique comprend de petits arbustes, des herbes, de la mousse et des lichens (Ponomarenko et al., 2019). Entre 1981 et 2010, la station météorologique (Cambridge Bay A) suggère une précipitation annuelle moyenne de 80,2 cm tombant sous forme de neige et 72,1 mm tombant sous forme de pluie (ECCC, 2019). La neige recouvre le paysage d'octobre à juin et la hauteur maximale moyenne de neige de 34 cm est généralement mesurée en avril. La

température quotidienne moyenne est de $-13,9^{\circ}\text{C}$, avec un maximum de $12,8^{\circ}\text{C}$ (juillet) et un minimum de $-36,1^{\circ}\text{C}$ (février). Le vent le plus fréquent vient du nord-ouest avec une moyenne journalière de $19,6\text{ km/h}$. Chaque année, le nombre de jours avec des vitesses de vent supérieures à 52 km/h est de 24 et le nombre de jours avec des vitesses de vent supérieures à 63 km/h est de 5,7, de sorte que ce site subit des événements de vent beaucoup plus forts que Wekweètì. La vitesse horaire maximale du vent de 101 km/h peut être mesurée en octobre associée à une vitesse de rafale maximale de 121 km/h (force 12 sur l'échelle de Beaufort, associé au terme descriptif « Ouragan » (ECCC, 2019). De plus, une station hydrométrique entretenue par la Commission des eaux du Canada est utilisée pour surveiller le débit d'eau du Ruisseau Freshwater Creek de juin à septembre. Ce cours d'eau constitue l'exutoire du bassin versant du Lac Greiner, une zone de drainage de $1\,494\text{ km}^2$ constituant le principal site d'étude de ce projet. La Figure 2 localise les limites du bassin versant Greiner en plus de la totalité des sites de mesures et d'échantillonnage pour les trois campagnes d'hiver, de printemps et d'été.

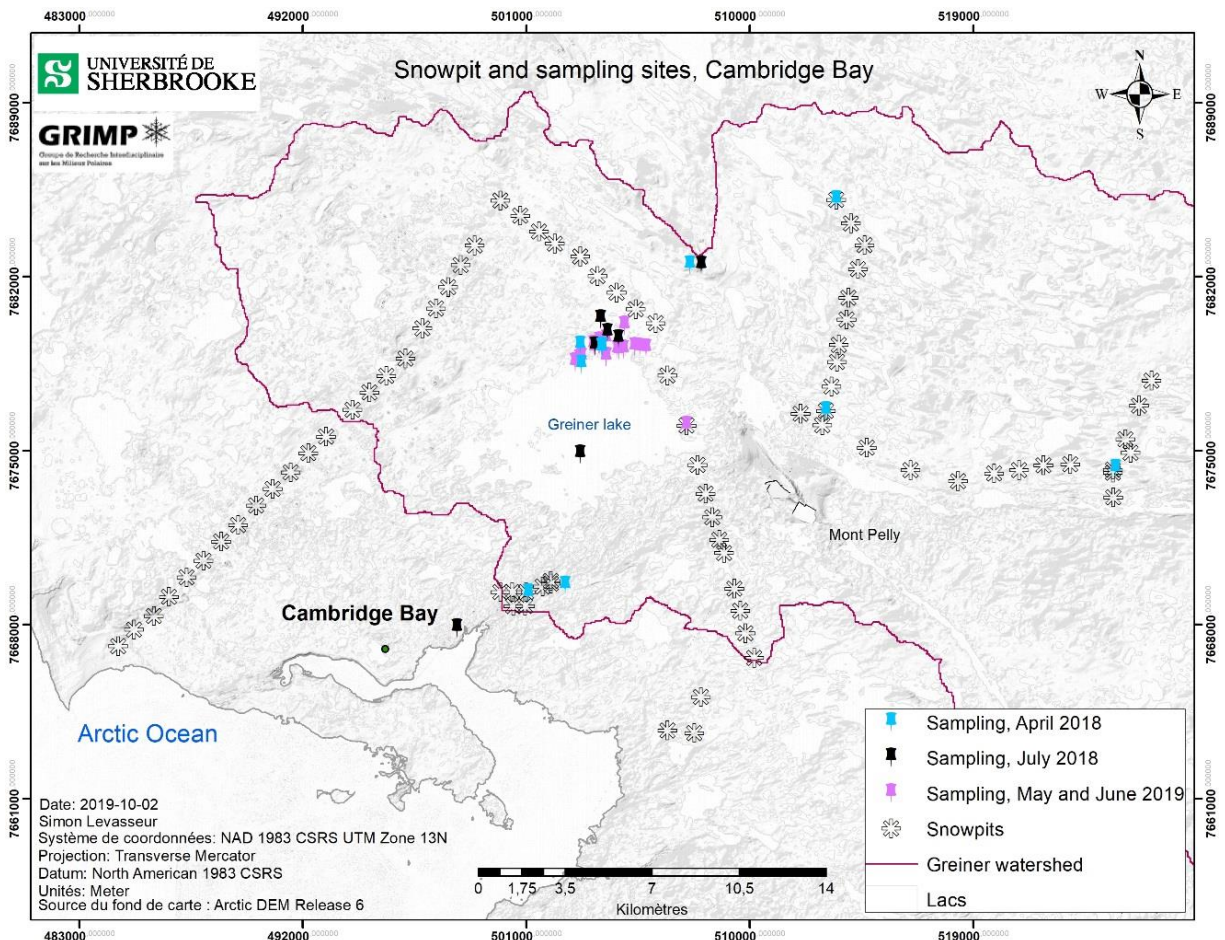


Figure 2. Sites de mesures et d'échantillonnage, Cambridge Bay, avril et juillet 2018, avril à juin 2019

La Figure 3 suivante présente la localisation de tous les sites d'étude visités servant pour la prise d'échantillons et la mesure des propriétés géophysiques. Nous rappelons ici que les sites de Trail Valley Creek (T.N.-O.) et Herschel Island (YK) ne sont pas décrits en détail comme les données collectées sont auxiliaires et ne sont pas au cœur des résultats.



Figure 3. Localisation relative des deux sites principaux et deux sites secondaires incluant la ligne des arbres.

3.2. Simulations avec l'OSSA

Cette partie de la section 3 inclut une brève description de l'OSSA et de sa configuration sur les sites d'intérêt. Elle décrit les données, leur rôle ainsi que les détails techniques derrière les étapes d'opérationnalisation. Les caractéristiques des données météorologiques issues des stations météorologiques et des réanalyses NARR sont par la suite présentées.

3.2.1 Description et configuration de l'OSSA

Développé avec ArcPy d'ArcGIS, au sein du Groupe de Recherche Interdisciplinaire sur les Milieux Polaires (GRIMP) l'OSSA fut conçu à l'origine pour l'étude des conditions d'accès à la nourriture des Caribous de Peary dans l'archipel Arctique canadien (Ouellet *et al.*, 2016). L'objectif principal était de spatialiser la caractérisation du couvert nival à l'aide du modèle de neige SNOWPACK avec les données de forçage météorologiques provenant du Modèle Régional du Climat Canadien (MRCC) et des réanalyses du North American Regional Reanalysis (NARR). Les

produits obtenus de ces simulations sont des profils de neige, en mode colonne, incluant la présentation de l'épaisseur, de la densité et d'autres paramètres physiques sous forme de graphiques, de vecteurs ou de matrices. L'OSSA permet d'obtenir des cartes ayant des limites de résolution de 45 et de 32 km selon l'intrant météorologique utilisé (MRCC ou NARR), ou de 1 km grâce à l'implémentation d'un raffinement d'échelle (Beaudoin-Galaise, 2016 ; Martineau et al., 2020). Les données nécessaires à l'opérationnalisation de l'outil sont :

- 1) données de forçage météorologique ;
- 2) fichier vecteur des glaciers, des lacs et des rivières ;
- 3) données de Couverture du sol du Canada CIRCA-2000 (albédo, rugosité et conductivité thermique) ;
- 4) altitude des données numériques d'élévation du Canada (DNEC).

Pour la première étape d'opérations, l'utilisateur doit d'abord sélectionner les pixels de l'index (MRCC ou NARR) qui incluent la zone d'étude ainsi que les années concernées pour obtenir les sorties souhaitées. Ces pixels sont contenus dans une base de données et extraits lors de la sélection afin de constituer une nouvelle base de données propre au projet. L'outil compile alors automatiquement les données météorologiques issues des modèles de réanalyses concernant l'humidité et le taux de précipitation qui sont alors converties en humidité relative et en précipitation accumulées pour la période et le lieu concerné. Les autres sorties du modèle MRCC ou des données NARR utilisées comme intrants pour SNOWPACK sont la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$), la pression de surface (Kpa), la vitesse du vent ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) et les radiations solaires de courte et grande longueur d'onde ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$). Ces données sont ensuite comparées aux données des stations météorologiques afin d'être validées et des campagnes de mesures sur le terrain sont également effectuées pour la validation de la sensibilité de SNOWPACK aux intrants météorologiques.

Après avoir identifié les pixels d'intérêt, une sélection est effectuée pour conserver seulement les pixels ne contenant pas de glacier et aussi, pour éliminer les pixels contenant plus de 50 % d'eau en surface. Une association d'informations est d'abord réalisée sur les pixels restants, tels que la latitude, la longitude, le fuseau horaire ainsi que les codes identifiant les pixels. Cette étape inclut la division en pixels de 1 km, si désiré, afin de raffiner la résolution spatiale à l'aide des DNEC. Une association d'informations supplémentaire est réalisée alors que les valeurs d'albédo sont

déduites selon les classes de couverture du sol et une valeur est assignée à chaque pixel. La pente et l'azimut sont également fournis comme intrant pour SNOWPACK.

Avec ces informations obtenues, nous entrons alors dans le deuxième groupe d'opérations réalisées automatiquement par l'outil. Il s'agit de la génération des fichiers intrants pour la réalisation de la simulation de SNOWPACK. Ces fichiers sont : un fichier de configuration (. ini) qui inclut l'emplacement d'un fichier contenant l'information de la couverture du sol (. sno) et l'emplacement d'un fichier météo (. smet). Le fichier (. ini) peut être créé à l'aide du module INIshell ou tout autre logiciel en format texte comme Notepad ou Bloc-notes. Une fois ces fichiers générés, il est alors possible de procéder au lancement de la simulation. Il y a création d'un fichier vecteur contenant l'information pour tous les pixels de la simulation. Ces informations sont saisies dans un fichier (. met) et un fichier (. pro). Le fichier (. met) contient l'information météo résultante et le fichier (. pro) contient le profil vertical du couvert et les propriétés géophysiques.

Pour la dernière étape, un fichier matriciel selon la période demandée par l'utilisateur et les paramètres spécifiés peut être créé.

3.2.2. Données météorologiques

a) Données de stations météorologiques

Une station météorologique du GRIMP située à Cambridge Bay (69.176°, -104.379°) a fourni les données sur l'humidité relative (%), la température de l'air (°C), la pression atmosphérique (hPa), les températures à 10 cm sous la surface, au niveau du sol, à 10, 20, 30, 40, 50 et 60 cm au-dessus de la surface, l'épaisseur de neige (cm), la vitesse (m/s) et la direction des vents, les radiations de courtes et de grandes longueurs d'onde (W/m²), à des pas de temps de 30 minutes. Ces données ont servi de références météorologiques in situ pour le site d'étude situé à Cambridge Bay dans le but d'évaluer les données de forçage météorologique nécessaire à l'OSSA. Une station météo de l'université Wilfrid-Laurier, près de Wekweètì, a servi de référence météorologique pour ce site. Les stations ont permis de vérifier les intrants météo fournis à l'OSSA par les données de réanalyse climatiques (Langlois *et al.*, 2009).

b) Données de réanalyses

Les données de réanalyses atmosphériques NARR ont été utilisées pour alimenter l'OSSA. Il s'agit d'une base de données climatique du National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Elles renferment les mêmes informations que la station météorologique de Cambridge Bay. NARR permet la production de simulations régionalisées à des intervalles de temps de trois heures. La résolution spatiale de la couverture est de 32 km (Mesinger *et al.*, 2006). Cette base de données contient des informations climatiques de 1979 à aujourd'hui, et les simulations pour le présent projet ont été effectuées pour les années à l'étude (2017-2018 et 2018-2019) à venir. Des cartes ont pu être produites afin de montrer la répartition spatiale de l'équivalent en eau de la neige (Annexe 1). Ces cartes sont produites sous le format matriciel grâce à l'OSSA et contiennent des pixels de 1 km² ayant des classes de valeurs selon un paramètre spécifié par l'utilisateur (Ouellet *et al.*, 2017).

3.3. Mesures in situ

3.3.1. Propriétés nivales

Les propriétés géophysiques de la neige ont été mesurées durant les campagnes de 2018 et 2019. Plusieurs profils manuels ont été creusés sur des transects linéaires de façon à exposer les parois verticales du couvert de neige (Figure 4). Pour chaque profil, une attention particulière fut portée à l'orientation de la paroi face au sud afin d'éviter une exposition au Soleil. Les profils étaient généralement distancés d'un kilomètre afin d'obtenir une résolution spatiale comparable à la résolution spatiale des simulations de l'OSSA. Certains profils ont été creusés en groupes pour faciliter les revisites et pour des exercices de validation à haute résolution spatiale. Les propriétés mesurées furent l'épaisseur totale, la densité, la température, la taille et le type de grain. Ces mesures ont été réalisées par couche de neige selon la stratigraphie apparente en 2018 ou à chaque 3 cm (i.e. résolution verticale de 3 cm). Pour les mesures de densité, deux types de couteaux à densité étaient utilisés, avec des volumes de 192 cm³ et 100 cm³ respectivement. À l'aide d'une balance (100 g, +/- 1 g), le volume de neige extrait était pesé et le ratio de la masse par le volume permettait de retrouver la valeur de densité. Les profils de température étaient mesurés aux 3 cm avec un thermomètre digital (+/- 0,1 °C). Une identification du type de grain était faite à l'aide d'une loupe et d'une plaque à grain couverte par une grille millimétrique alors le diamètre optique permettant le calcul de la SSA a été mesuré à l'aide de l'InfraRed Integrating Sphere (IRIS) (Montpetit *et al.*, 2012). Cet appareil utilise une sphère intégrante de dix centimètres de diamètre où le voltage mesuré sur un échantillon de neige est transformé en réflectance avec des cibles de

calibration de type Spectralon. Pour plus de détails sur le système IRIS, veuillez-vous référer à (Montpetit *et al.*, 2012).

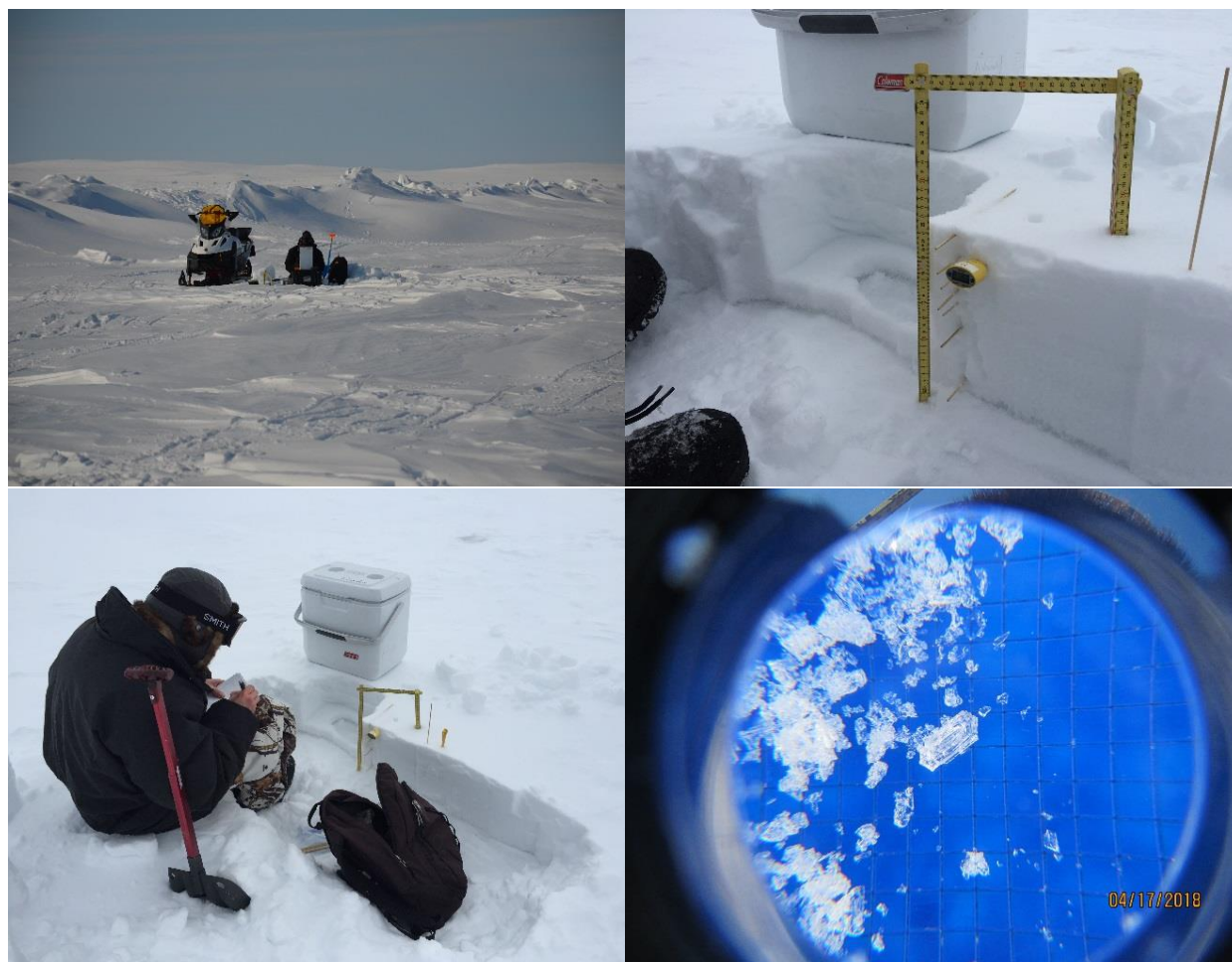


Figure 4. Prise de mesures des propriétés physiques sur le site de Cambridge Bay, avril 2018

3.3.2. Éléments géochimiques

Lors des campagnes de terrain pour les mesures des propriétés du couvert nival, des seaux de plastique haute densité de 1L étaient remplis de neige à l'aide de spatules et de cuillères en plastique (Figure 5). Aucun instrument de métal ne fut utilisé afin d'éviter la déposition de particules qui aurait pu endommager l'équipement d'analyse laboratoire en plus de potentiellement modifier les valeurs réelles des échantillons. Les seaux remplis de neige étaient ensuite transportés au lieu de résidence et la neige, une fois fondue, était filtrée suivant un protocole rigoureux (Annexe 2) puis transféré dans des contenants d'échantillonnage. Pour chaque échantillon, un flacon en verre ambré de 4 ml était rempli pour l'analyse en laboratoire de l'abondance isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, δD) et une bouteille de plastique haute densité de 125 ml était destinée à l'analyse de la concentration d'ions

majeurs (chlore, potassium, sulfate, calcium, magnésium et sodium). Un minimum de 40 sceaux par sites d'étude étaient récupérés pour les campagnes hivernales de 2018. Ce nombre de sceaux permettait d'échantillonner parmi dix à douze profils contenant entre trois et sept échantillons par profil. Les profils étaient répartis sur les sites en des secteurs représentatifs de l'hétérogénéité territoriale dans le but d'obtenir un portrait de la variabilité et de la distribution spatiale des éléments. Également, les échantillons étaient récoltés à différentes profondeurs pour permettre l'évaluation de la répartition des éléments géochimiques (ions majeurs et composition isotopique) en fonction de la stratigraphie de la neige (Cooper *et al.*, 1991, Ala-aho *et al.*, 2017). Lors d'une campagne de juillet 2018, des échantillons dans les cours d'eau, les eaux de surfaces, le sol ainsi que des échantillons d'eaux de précipitations ont été récupérés à Cambridge Bay tout comme des étangs de fonte en juin 2019. Tous ces échantillons ont été filtrés en suivant la même procédure de filtration et d'entreposage que la neige fondue.

Certaines mises en garde doivent être notées concernant les données d'isotopes stables qui peuvent contribuer à une incertitude accrue dans les valeurs présentées. Par exemple, pendant le vol de retour de Wekweètì, presque toutes les bouteilles d'échantillons d'isotopes d'eau ont fui en raison de la pression dans l'avion. Heureusement, les échantillons prélevés pour la détermination des concentrations d'ions majeurs sont restés intacts, ce qui nous a permis d'extraire des sous-échantillons de ces bouteilles pour les soumettre à une analyse isotopique. Cette collecte de sous-échantillons a été effectuée 42 jours après la collecte initiale, et le flacon d'échantillons préhomogénéisé n'a été ouvert que brièvement pour retirer un sous-échantillon de dix ml dans un nouveau flacon en verre ambré de quatre ml. Pour garantir la fiabilité des sous-échantillons, le même processus a été répété avec des flacons de test pour Cambridge Bay collectés en avril 2018 et a permis d'évaluer la différence entre les sous-échantillons prélevés 42 jours plus tard et les échantillons originaux collectés sur le terrain. La comparaison entre les échantillons et les flacons d'essai a montré une variabilité de 0,06 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de 0,79 ‰ pour $\delta^2\text{H}$ ce qui était sous le seuil d'incertitude de $\pm 0,1$ ‰ pour $\delta^{18}\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ et ± 1 ‰ pour $\delta^2\text{H} - \text{H}_2\text{O}$) du spectromètre utilisé nous permettant de considérer comme valide l'ensemble de données Wekweètì.



Figure 5. Échantillonnage sur le site d'étude de Cambridge Bay, avril 2018, juillet 2018 et mai 2019 afin d'illustrer les différentes conditions d'échantillonnage.

a) Wekweèti

La première campagne de mesures, sur le site de Wekweèti, fut réalisée en mars 2018 sur une période de quatre jours. Un total de 40 profils furent échantillonnés pour les mesures des propriétés physiques et quarante échantillons de neige furent récoltés parmi douze profils, séparés d'une distance maximale d'environ 30 km, répartis au sud de la communauté de Wekweèti (Figure 1). Cinq à douze profils par jour ont été réalisés et de trois à douze échantillons de neige récoltés. Les échantillons ont été sélectionnés selon la stratigraphie apparente avec une moyenne de trois échantillons par profil. Un profil ayant cinq couches fut examiné avec autant d'échantillons que de couches de neige dans le but d'évaluer la variabilité stratigraphique plus en détail.

Pour le positionnement des profils, des environnements assez variés furent identifiés avant la campagne de terrain. Les principales classes de couverture forestière par ordre d'importance étaient :

- 1) zone de conifère ouverte ;
- 2) zone de petits arbustes ;
- 3) lacs ou milieux ouverts ;
- 4) milieux de feuillus ouverts.

Les orientations de pente furent divisées selon quatre directions :

- 1) nord ;
- 2) sud ;
- 3) ouest ;
- 4) est.

Les pourcentages de pente furent divisés en deux classes :

- 1) plus grand que 10 % ;
- 2) 10 % et moins.

L'association des classes de pente et d'orientation distinguait alors huit classes. Enfin, en ajoutant l'occupation du sol dont les lacs ne sont associés à aucune classe de pente ou d'orientation, 21 classes représentatives de la variabilité de la zone furent obtenues permettant ainsi d'échantillonner la neige selon différents contextes (Figure 6).

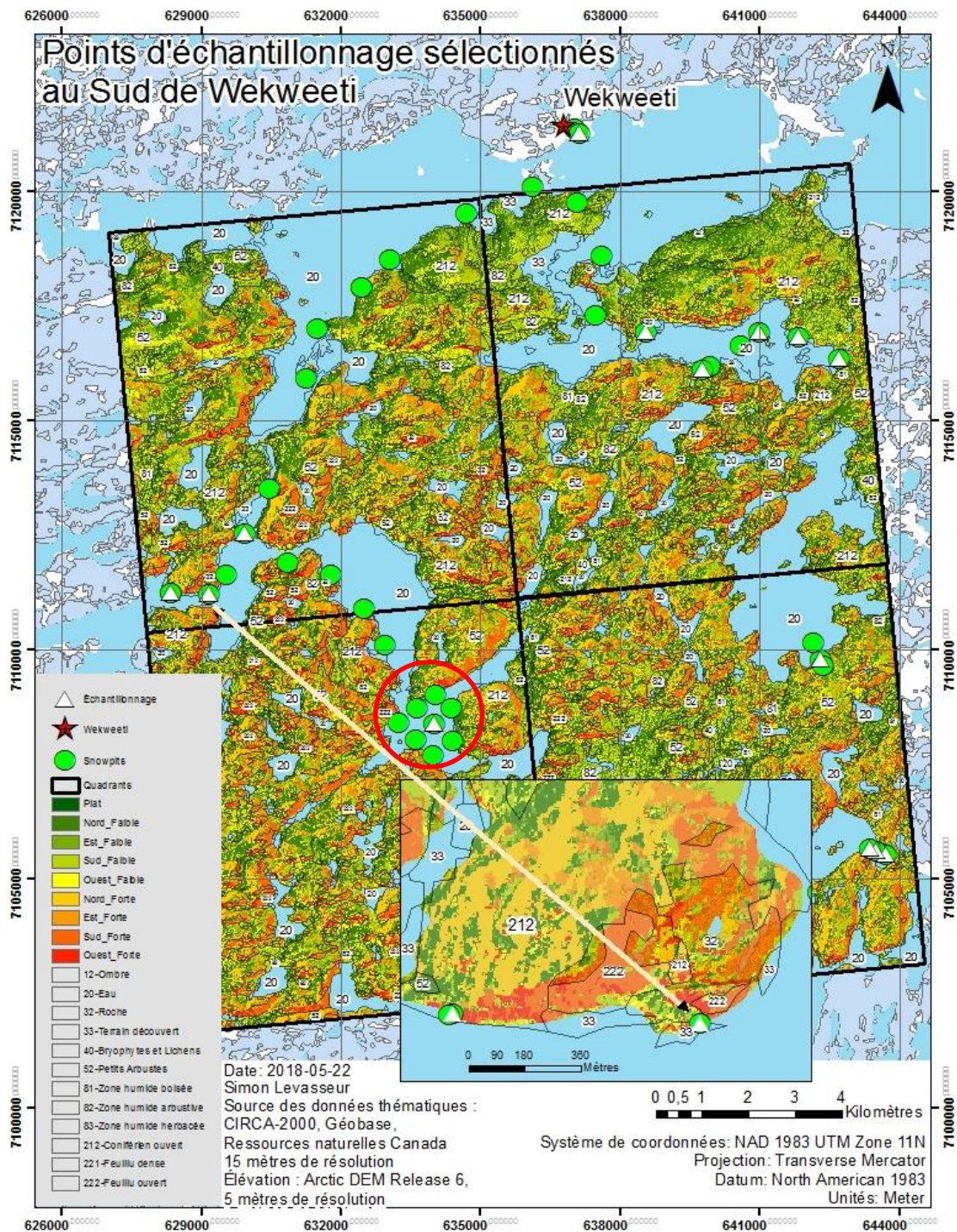


Figure 6. Points d'échantillonnage sélectionnés, Wekweeti, mars 2018

Lors de cette campagne, une équipe de l'Université Wilfrid Laurier composée de quatre personnes partageait le site d'étude au même moment. La région d'étude de 16 km² fut divisée en quatre parties et une section par jour fut parcourue. À l'intérieur de ces sections, l'objectif était de

recouvrir des pixels de 1 km² avec des profils à chaque kilomètre sur plusieurs transects. Afin de valider plus précisément un des pixels de 1 km², huit profils furent répartis sur sa surface (Figure 6, cercle rouge, centre gauche). La sélection du pixel fut prédéterminée en fonction de la représentativité territoriale de sa couverture peuplée de petits arbustes. Cependant, la carte de couverture du sol CIRCA-2000 a montré des faiblesses au niveau de la classification puisque le site était principalement constitué de conifères. Il a donc été choisi de réaliser l'exercice sur un lac gelé pour éviter de simuler sous la mauvaise couverture de sol. La Figure 7 illustre le paysage de Wekwèti.

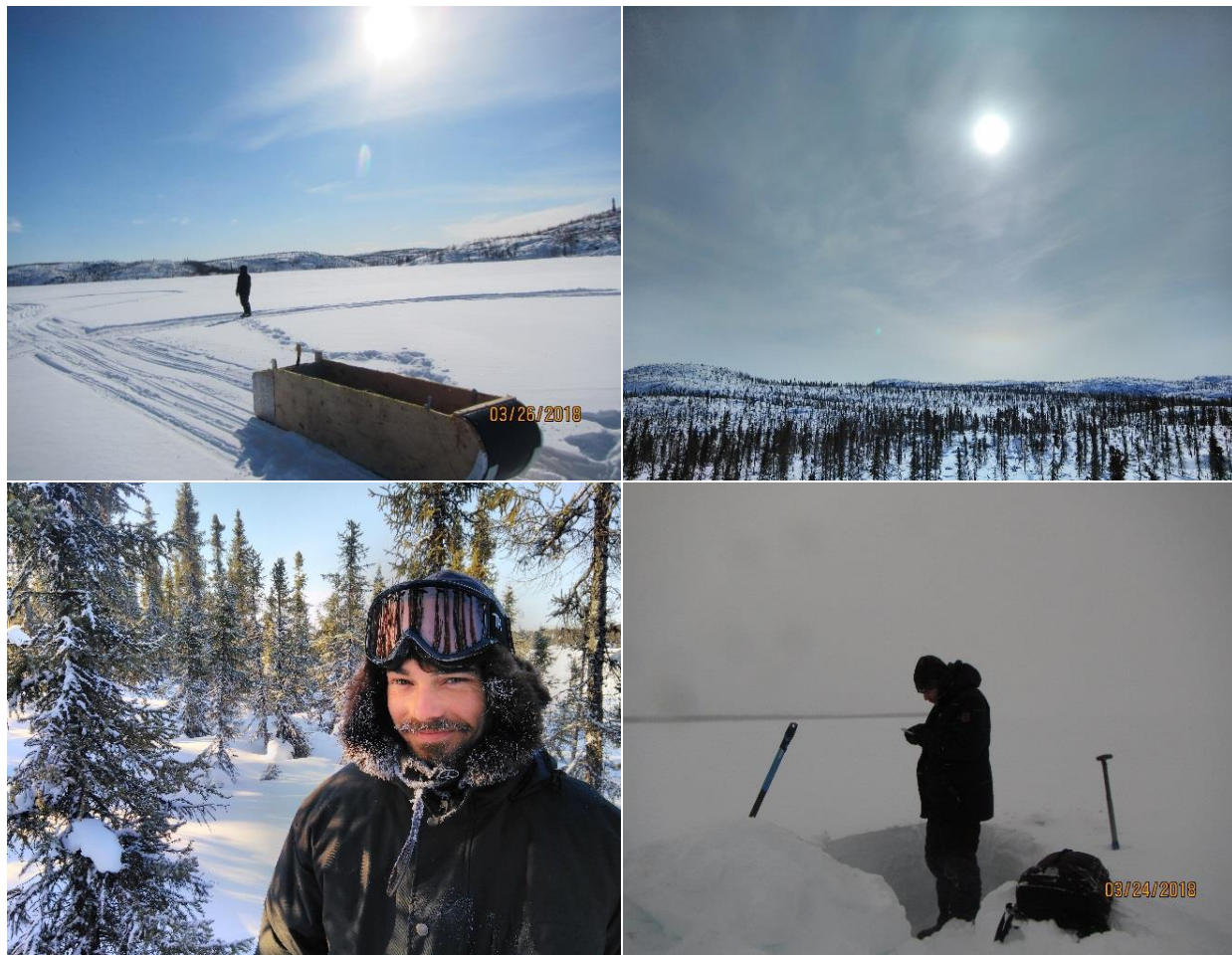


Figure 7. Environnement et prises de mesures, Wekwèti, mars 2018

b) Cambridge Bay

La seconde campagne hivernale s'est déroulée à Cambridge Bay en avril 2018 sur une période de trois semaines. Les lieux d'échantillonnage furent déterminés principalement selon l'itinéraire prévu pour la réalisation des profils de neige. Ce parcours a permis de couvrir une importante zone

contenue dans le bassin versant Greiner en tenant compte de la variabilité spatiale afin d'obtenir des échantillons représentatifs. Au total, 81 profils ont été réalisés et 40 échantillons de neige récoltés sur 10 sites différents (Figure 8). Le bassin versant Greiner, en région de toundra arctique, possède peu de variabilité topographique, seulement deux pentes modérées, orientées vers le Sud et vers le Nord, ont été retenues pour l'échantillonnage. Lors de cette campagne, l'aspect stratigraphique fut examiné avec plus d'attention, alors que des échantillons par couche, mais également en fonction de profondeurs aléatoires ont été retenus, afin de vérifier si la composition isotopique est liée soit à la profondeur, soit à l'état physique d'une couche de neige. Également, l'aspect temporel fut pris en compte au cours des 21 jours de campagne avec neuf échantillons de neige récupérés sur un même site à sept jours d'intervalle. Trois échantillons furent récupérés par séquence selon trois profondeurs fixées à 18, 31 et 43 cm. Les résultats de cet exercice sont présentés à l'Annexe 3. La localisation des sites visités pour l'échantillonnage et les mesures de profils est présentée à la Figure 2.

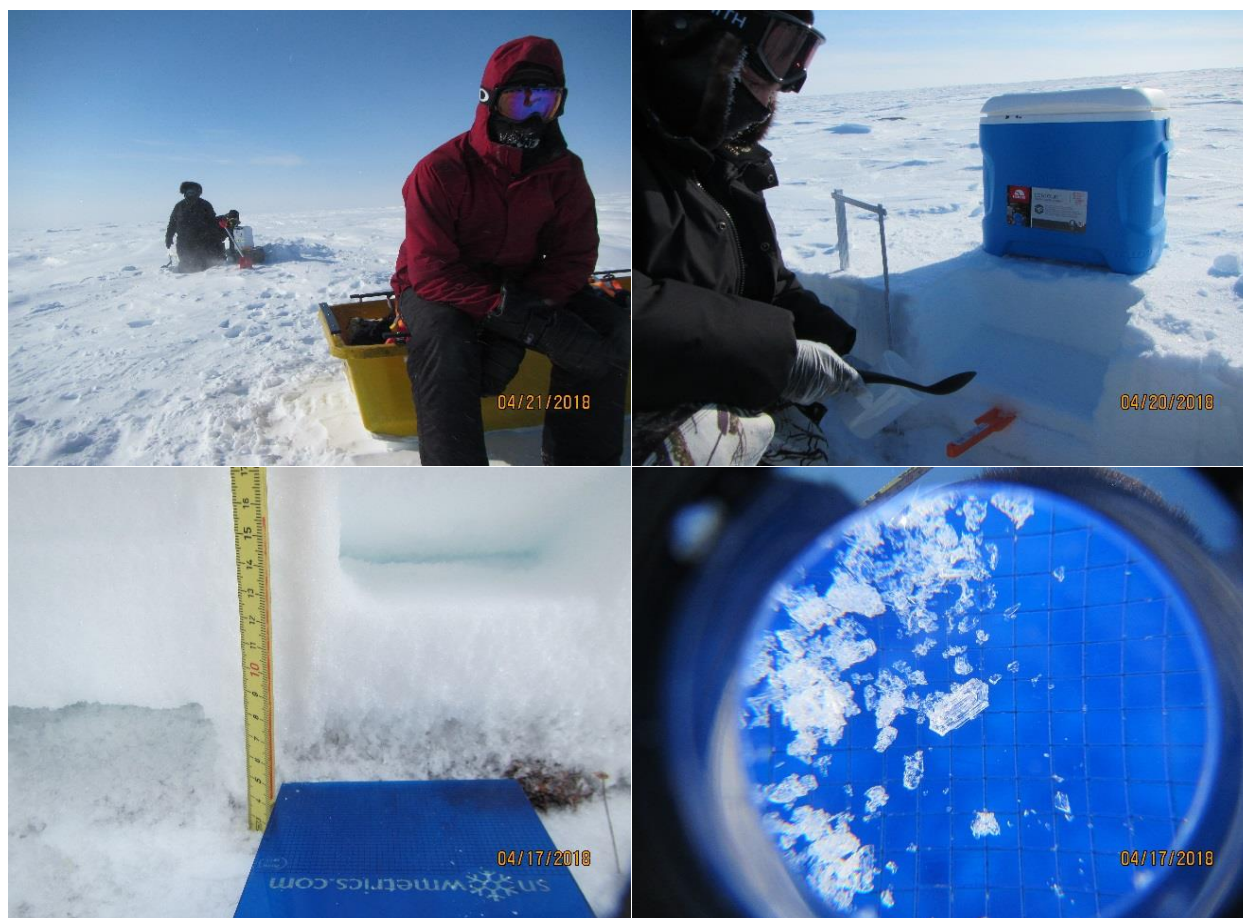


Figure 8. Prise de mesures et d'échantillons sur le site de Cambridge Bay, avril 2018

Lors de la troisième campagne de juillet 2018, quatorze échantillons de pluies, d'eau de surface, de sol, de neige fondante et de nappe perchée furent recueillis au cours d'une période de deux semaines. La pluie fut récupérée par un pluviomètre et filtrée par la suite. Les lacs et étangs furent filtrés directement sur la berge ou à partir d'une embarcation. Pour les échantillons d'eau de sol, des trous étaient creusés, des conteneurs de 1 L étaient remplis de sol humide et leur contenu était compressé avec un pilon à travers un filtre pour en récupérer l'eau goutte par goutte (Figure 9). Lorsque l'eau de nappe de surface était échantillonnée directement, les filtres fins utilisés saturaient rapidement alors que les filtres plus grossiers n'étaient pas suffisamment efficaces. Malgré cette difficulté, deux échantillons de cette source ont été récupérés et analysés. Enfin, deux échantillons de neige fondante venant du dernier volume de juillet, au centre d'une vallée surélevée, furent récupérés en plus d'un échantillon de l'écoulement d'eau sortant du volume de neige (Figure 9). La température de chacun de ces éléments était enregistrée en plus de la température de l'air.



Figure 9. Échantillonnage de pluies, d'eau de surface, de sol, de neige fondante et de nappe perchée, Cambridge Bay, juillet 2018

La dernière campagne d'échantillonnage, de mai à juin 2019 a permis d'ajouter des échantillons des tous premiers étangs formés par la fonte printanière tout en incluant l'analyse du carbone organique dissous (COD) et des nutriments puisque ces eaux étaient alors en contact avec la couche active en période de dégel. La température des étangs était mesurée à l'aide d'un thermomètre digital et affichait des valeurs variables selon les types de végétation et parfois, nettement supérieures à la température de l'air (jusqu'à 14 °C). Ce qui est d'autant plus surprenant puisque des échantillons de neige fondante (à 0 degré Celsius) étaient également récupérés au bord de chaque étang (Figure 10). De plus, des suivis temporels impliquant des échantillons et des mesures des propriétés nivales furent accomplit sur cinq profils et jusqu'à six revisites ont été effectuées, d'avril à juin 2019. Ces séries temporelles ont permis la caractérisation des changements au niveau

des profils de température et de densité alors que les couches s'homogénéisaient vers la phase isotherme, tout en observant l'évolution des signatures isotopiques grâce à l'échantillonnage. Au total, 99 échantillons ont été rassemblés au cours de cette campagne, soit un peu moins de la moitié du nombre total d'échantillons récoltés au cours du projet (216). Ces échantillons sont en cours d'analyse en laboratoire afin d'extraire, à court terme, l'abondance isotopique relative, et les concentrations d'ion majeurs à plus long terme.



Figure 10. Images montrant la prise de mesures et l'échantillonnage avec l'évolution de la couverture de neige, Cambridge Bay, avril à juin 2019

c) Hershel Island et Trail Valley Creek

En 2019, une campagne secondaire de dix jours fut réalisée au cours du mois de janvier sur le site de Trail Valley Creek (68,742 4 ; -133,497 2), une station de recherche dirigée par l'Université Wilfrid Laurier. La station est située en pleine zone de transition, entre la taïga et la toundra. Le relief est modérément accentué et on y retrouve de vastes étendues dénudées avec quelques

parcelles d'arbres et d'arbustes (Figure 11). L'épaisseur de neige est conditionnée par l'action du vent fort de cette région ainsi que par les caractéristiques de la couverture du sol parfois similaires à celles observées à Cambridge Bay. Au cours de cette campagne, douze échantillons ont été récupérés pour l'analyse des signatures isotopiques.

En avril 2019 un deuxième site secondaire, Herschel Island (69,574 3 ; -138,897 1) fut visité. Ce site consiste en un milieu côtier situé en région de toundra arctique. Un total de dix échantillons fut récolté en suivant le protocole d'échantillonnage de neige établi pour le projet (Annexe 2).



Figure 11. Photos du site de Trail Valley Creek incluant mesures physiques et échantillonnages, janvier 2019

Finalement, à l'exutoire des bassins versants Coppermine et Greiner, des échantillonnages hebdomadaires d'éléments géochimiques (ions majeurs et composition isotopique) étaient faits par des membres de la communauté de Kugluktuk pendant les années et les périodes de fonte

printanière étudiées. Un total de quinze échantillons a été récupéré par cours d'eau annuellement en suivant le protocole du Arctic Great Rivers Observatory (ArcticGRO), un protocole similaire à celui de la neige. Ce nombre a permis de mesurer la variabilité du contenu géochimique et isotopique de l'eau des rivières avant, pendant et après la période de fonte alors que les débits atteignaient leur maximum, et où toutes les sources participaient à l'écoulement des cours d'eau.

La concentration d'anions dissous fut déterminée à l'aide d'un chromatographe ionique et celle des cations, avec un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif mais puisque ces analyses sont toujours en cours, les résultats ne sont pas présentés ici. La composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) a été déterminée à l'aide d'un spectromètre laser à cavité annulaire au département de chimie environnementale de l'Université Brown (Picarro L1102-I), ainsi qu'au laboratoire de biogéochimie des isotopes organiques et stables de l'Université de Buffalo (Picarro 2130i). Les valeurs des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène sont rapportées par rapport au V-SMOW avec une précision analytique de $\pm 0,1 \text{ ‰}$ et $\pm 1 \text{ ‰}$, respectivement. Le Tableau 1 résume chacun des sites avec échantillonnage ainsi que le nombre d'échantillons par site. La liste complète des échantillons par profil est présentée à l'Annexe 4.

Tableau 1. Localisation des profils et nombre d'échantillons incluant tous les sites pour les années 2018 et 2019

SITES	LATITUDE (° N)	LONGITUDE (° W)	NB Échantillons	DATE
WEKWEËTÌ	64,190 3	-114,176 7	40	Mars 2018
CAMBRIDGE BAY	69,120 9	-105,045 1	42	Avril 2018
CAMBRIDGE BAY	69,120 9	-105,045 1	12	Juillet 2018
TRAIL VALLEY CREEK	68,7424	-133,4972	12	Janvier 2019
HERSCHEL ISLAND	69,5743	-138,8971	10	Avril-Mai 2019
CAMBRIDGE BAY	69,120 9	-105,045 1	99	Avril-Mai-Juin 2019
Total			216	

3.3.3. Débits

Des mesures de débits journaliers en rivières ont été compilées pour les cours d'eau Freshwater et Coppermine. La station située à Kugluktuk, à l'exutoire de la Rivière Coppermine ($67,228^\circ$, $-115,888^\circ$), enregistre des débits moyens annuels de $256 \text{ m}^3/\text{s}$. La station située à l'exutoire du Ruisseau Freshwater Creek ($69,131^\circ$, $-104,991^\circ$) enregistre des mesures de débits de juin à

septembre puisque ce cours d'eau ne coule pas toute l'année. Ces stations sont la propriété du gouvernement canadien. Les données de débits disponibles concernant les années 2014 à 2017 ont été comparées aux simulations du ruissellement du modèle SNOWPACK afin d'établir une correspondance entre la période de la fonte de la neige simulée par le modèle et l'évolution réelle des débits des cours d'eau Coppermine et Freshwater dans le but d'évaluer le potentiel de l'OSSA à prédire les moments de crue et d'apports isotopiques en milieu marin. Les données de débits ont également servi d'indices supplémentaires puisque le débit total d'un cours d'eau dépend du débit de ses affluents, de même que la charge géochimique totale d'un cours d'eau dépend de la somme des charges de ses affluents.

L'ensemble de la méthodologie est résumé dans le diagramme méthodologique (Figure 12) présenté à la section 3.4 suivante.

4. Présentation et analyse des résultats

La présentation des résultats abordera dans un premier temps les objectifs 1 et 2 pour ensuite présenter l'article scientifique qui se penche sur les objectifs 3 et 4. Par souci de clarté, nous rappelons ici les objectifs 1 et 2 :

- 1) Valider la performance de l'OSSA sur deux variables d'état : la densité et l'épaisseur
- 2) Valider la correspondance entre le moment de fonte prédit par l'OSSA et l'augmentation des débits mesurés en rivière.

4.1. Validation des simulations de l'OSSA sur la densité et l'épaisseur du couvert nival

Dans le but de valider la première hypothèse, à savoir si l'OSSA peut fournir des simulations adéquates sur la spatialisation des propriétés géophysiques de la neige, les résultats d'une analyse croisée entre les densités mesurées et simulées ainsi que les épaisseurs sont présentés dans la Figure 13 et dans le tableau 2 suivant.

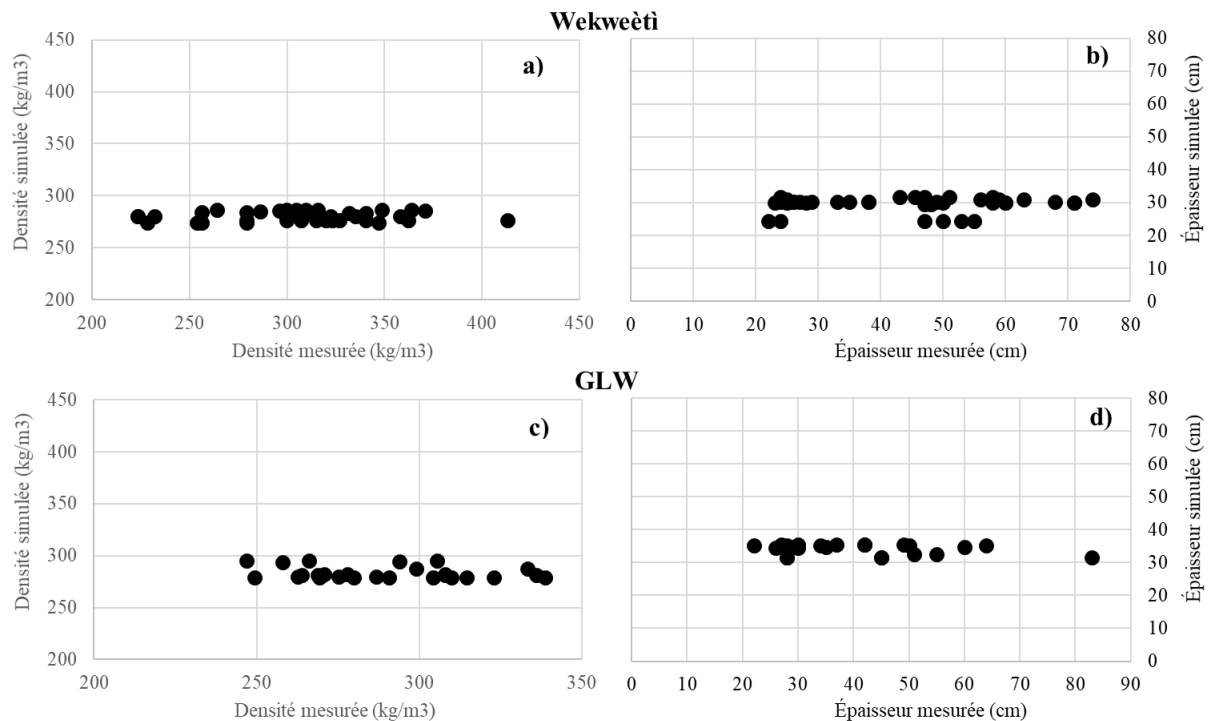


Figure 13. (a, b) Densité et épaisseur simulée vs observée pour Wekweèti, mars 2018. (c, d) Densité et épaisseur simulée vs mesurée pour GLW, avril 2018

Tableau 2. Analyse croisée entre densité et épaisseur mesurées et simulées, Wekweètì, mars 2018 et Cambridge Bay, avril 2018

		Densité (kg/m ³)				Épaisseur (cm)			
Wekweètì	Nombre	Moyenne	Écart Type	RMSE	Biais	Moyenne	Écart Type	RMSE	Biais
Mesuré (profils)	40	304,8	43,4	49,1	-24,5	43,9	15,9	21,2	-14,3
Simulé (pixels 1km ²)	31	280,2	4,4			29,6	2,3		
Cambridge Bay	Nombre	Moyenne	Écart Type	RMSE	Biais	Moyenne	Écart Type	RMSE	Biais
Mesuré (profils)	26	290,1	26,8	28,8	-6,6	41,6	15,8	16,3	-6,2
Simulé (pixels 1km ²)	26	283,5	6,0			34,1	1,5		

Suivant les résultats du tableau 2, il est possible de constater que la densité est simulée relativement adéquatement lorsque comparée avec les mesures terrain. La densité moyenne simulée est de 290,1 kg/m³ sur 26 pixels de 1 km² alors que la valeur mesurée s'élève à 283,5 kg/m³ sur le site de Cambridge Bay. À Wekweètì, la différence entre les mesures de densité et les simulations montre une erreur quadratique (RMSE) de 49,1 kg/m³ accompagnés d'une sous-estimation de -24,5 kg/m³, comparés à des valeurs supérieures de 28,8 kg/m³ et -6,6 kg/m³ pour la RMSE et le biais respectivement retrouvés à Cambridge Bay. Au niveau de l'épaisseur de neige, la différence entre les mesures et les simulations met en évidence la variabilité spatiale entre les échelles pour les deux sites. Plus spécifiquement, les profils montrent une variabilité d'épaisseur beaucoup plus importante en raison de l'échelle plus fine. Au sein d'un pixel de 32 x 32 km, la division en pixels de 1 km² s'effectue en fonction de la topographie, du type de sol, de la rugosité et de l'albédo. La topographie est extrapolée selon l'altitude au centre des pixels de 1 km². On constate donc peu de variation intra pixel NARR au niveau de l'épaisseur de neige malgré la division en pixel plus fin (Figure 13). Cette réalité s'applique plus particulièrement au site de Wekweètì avec un biais plus grand (biais : -14,3 cm) qui possède une topographie plus accentuée que Cambridge Bay (biais : -6,2 cm) (Annexe 7). À noter qu'une amélioration prévue pour l'OSSA vise à utiliser le modèle de

réanalyse Global Environnemental Multiéchelle pour l'Amérique du Nord (GEM LAM) qui est divisé en pixel de 2,5 x 2,5 km ce qui aura pour effet de raffiner les simulations spatialisées par l'OSSA. Avec une résolution spatiale plus fine des données d'entrées, les résultats des simulations sont appelés à être plus représentatifs de l'échantillonnage in situ.

4.2. Validation des simulations sur le ruissellement avec les débits mesurés

Motivée par l'objectif 2, une comparaison entre le ruissellement simulé et l'augmentation du débit mesuré fut réalisée pour le bassin versant Greiner à Cambridge Bay. Les années 2014 à 2016 ont été utilisées pour la comparaison puisque les données hydrométriques de 2018 ne sont pas complètes (Figure 14).

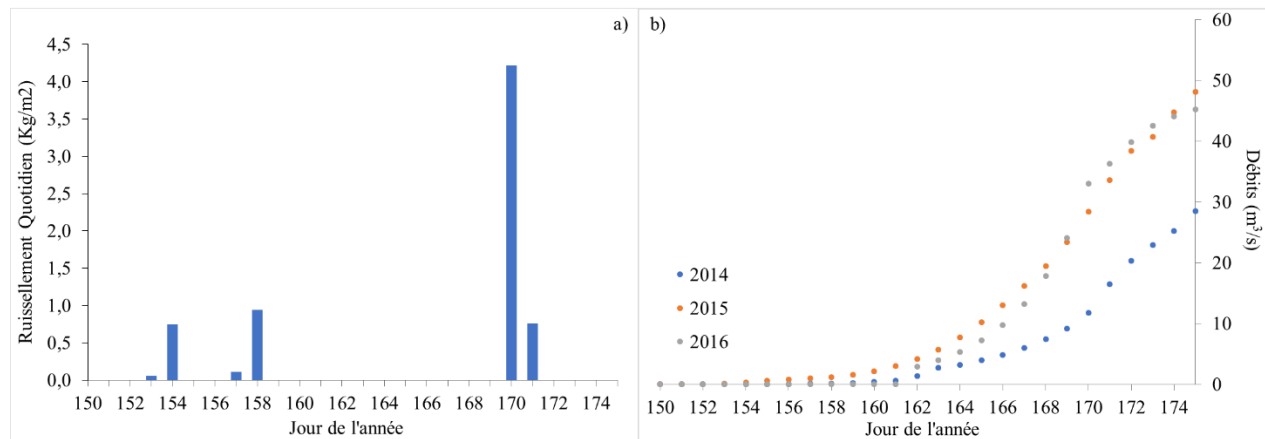


Figure 14. (a) Ruissellement quotidien moyen simulé des premiers écoulements pour les mois de juin 2014 à 2016 comparé au (b) débit quotidien mesuré du Ruisseau Freshwater Creek pour les mois de juin 2014 à 2016.

Dans la Figure 14, le graphique de gauche montre le ruissellement quotidien simulé des premiers écoulements par l'OSSA sur un pixel de 1 km² situé à l'exutoire du bassin versant Greiner. Les données concernent les moyennes quotidiennes des années 2014 à 2016. Du 153^e jour de l'année au 171^e, l'eau s'écoule du volume de neige pour alors alimenter les cours d'eau sous forme de ruissellement. Le graphique de droite représente ainsi les débits mesurés à l'exutoire du bassin versant lors des années 2014 à 2016. Comme le Ruisseau Freshwater Creek ne s'écoule que lors de la période de fonte, les premiers mètres cubes s'écoulent entre le 155^e jour et le 161^e selon les années. Il est intéressant de constater la correspondance entre le moment de sortie simulée et les mesures des premiers écoulements des années 2014 à 2016. L'exercice ne pourra pas être effectué pour l'année 2018 puisque le début de la période d'écoulement est absent du jeu de données d'Environnement et changements climatiques Canada. Il est toutefois possible de fournir une

évaluation de la durée de la phase de sortie de l'eau lors de la période de fonte et de noter la correspondance avec l'augmentation soudaine du débit du Ruisseau Freshwater Creek pour des années passées. En moyenne les premiers écoulements mesurés surviennent au 158^e jour tandis que le ruissellement de la séquence simulé débute au 153^e jour. Il y a donc un délai de cinq jours entre l'écoulement prédit et l'augmentation du débit du Ruisseau Freshwater Creek. Ce délai de cinq jours plus tôt au niveau de la simulation peut être l'effet d'un retard de la fonte effective en raison de la présence de croûtes de glace telle que mentionné précédemment ou tout simplement causé par le temps de parcours entre le moment où l'eau quitte le volume de neige et atteigne la station de mesure à la sortie du Ruisseau.

4.3. Article soumis : *Measurement of physical properties and stable isotope composition of snow*

La section suivante présente les résultats d'analyse isotopique dans la neige et les cours d'eau sous forme d'un article rédigé en anglais. D'abord, une courte introduction résume la théorie isotopique, puis la méthodologie rappelle les manipulations sur les principaux sites d'étude. Les résultats des analyses isotopiques dans la neige des deux sites sont alors présentés et interprétés. Une comparaison est effectuée entre les signatures isotopiques et les mesures des propriétés physiques afin de mettre en évidence les différences liées à la géographie et aux facteurs météorologiques. Finalement, les résultats analysés des échantillons de la campagne de juillet à Cambridge Bay sont présentés et font l'objet d'une discussion.

Cet article avec comité de lecture se concentre sur les objectifs 3 et 4 pour soumission à la revue *Atmosphere-Ocean* le 1^{er} septembre 2020.

Référence complète :

Levasseur, S., Brown, K., Langlois, A. and McLennan, D. 2020. *Measurement of physical properties and stable isotope composition of snow, Atmosphere-Ocean, Submitted, AO-2020-0027.*

Voici un rappel de ces objectifs :

- 3) quantifier les rapports isotopiques dans le couvert nival selon la stratigraphie de la neige, la variabilité spatiale et l'évolution temporelle ;
- 4) caractériser de façon plus approfondie les compositions isotopiques des autres sources d'eau du bassin versant Greiner.

Atmosphere-Ocean



Measurement of physical properties and stable isotope composition of snow

Journal:	<i>Atmosphere-Ocean</i>
Manuscript ID:	AO-2020-0027
Manuscript Type:	Review Article
Date Submitted by the Author:	01-Sep-2020
Complete List of Authors:	Levasseur, Simon; Universite de Sherbrooke, Géomatique appliquée; Centre d'études nordiques Brown, Kristina; Fisheries and Oceans Canada, Institute of Ocean Sciences Langlois, Alexandre; Universite de Sherbrooke, Géomatique appliquée; Centre d'études nordiques McLennan, Donald; Polar Knowledge Canada
Keywords:	water isotopes, Arctic snow, snow physics, runoff, open tundra, taiga

SCHOLARONE™
Manuscripts

URL: <http://mc.manuscriptcentral.com/a-o>

Measurement of physical properties and stable isotope composition of snow

Simon Levasseur^{1,2}, Kristina Brown³, Alexandre Langlois^{1,2}, and Donald
Mclennan⁴

¹*Groupe de Recherche Interdisciplinaire sur les Milieux Polaires (GRIMP), Université de
Sherbrooke, Canada*

²*Centre d'Études Nordiques (CEN), Québec, Canada*

³*Fisheries and Oceans Canada, Institute of Ocean Sciences, Sidney, BC, Canada*

⁴*Polar Knowledge Canada, Canadian High Arctic Research Station (CHARS), Canada*

Corresponding Author: Simon Levasseur

Simon Levasseur, 873-200-7810, simon.levasseur@usherbrooke.ca

Kristina Brown, kristina.brown@dfo-mpo.gc.ca

Alexandre Langlois, a.langlois2@usherbrooke.ca

Donald Mclennan, donald.mclennan@polar-polaire.gc.ca

Measurement of physical properties and stable isotope composition of snow

In northern Canada, watershed hydrology is strongly influenced by the accumulation of snow during winter, and as such, the annual peak in river discharge is dominated by the seasonal input of melting snow during spring. Given the current warming observed in the Arctic, shifting seasonality, increased occurrence of winter extreme events, and an intensified hydrological cycle make it more important than ever to characterize snow cover dynamics and their contribution to northern hydrology. Geochemical tracers provide a tool to characterize the various processes governing the seasonal evolution of the snow cover; however, a lack of snow observations from a variety of Arctic landscapes limits the broad applicability of such tracers, and further impedes our understanding of the major controls of snowpack evolution, and how they might change in a warming Arctic. This study aims to gain a better understanding of the spatial distribution and the temporal evolution of the natural stable isotope signature of snow from two distinct ecoregions, open tundra and taiga, by conducting extensive field measurements and water sampling over the course of one winter-spring season. More specifically, we describe the geophysical and geochemical properties of the snow cover at Wekweètì (NWT), a high subarctic taiga site, and within the Greiner Lake Watershed, near Cambridge Bay (NU), an open arctic tundra site, and identify patterns and differences in the geochemical signatures and physical properties of snow between the two environments. Results indicate a link between snowpack formation and stable isotope distributions at both study sites. Stable isotopic values of snow ($\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$) show a wide range from -41 ‰ to -17 ‰ across all snow depth classes; however, isotope enrichment is clearly visible at the bottom snow layers at both sites. Vapour flux from the ground under strong temperature gradients is considered to be the main driver for this isotopic enrichment, which is more important at the open tundra site, where snow grains can grow to over 12 mm (maximum extent) due to kinetic metamorphism between ground and bottom layers. In contrast, smaller snow grains were measured in the subarctic taiga site, where grain size maximum extent values were from 6 to 8 mm due to a weaker temperature gradient. The stable isotope signatures of the bottom hoar layers during winter were found to be similar to river water values sampled during spring and summer, opening the door for a future hydrological cycle assessment.

Keywords: Water isotopes, Arctic snow, snow physics, runoff, open tundra, taiga.

1. Introduction

In the context of a warming Arctic, the hydrological cycle is changing. Altered snowmelt timing as well as changes in air temperature, wind patterns, and precipitation have all been observed (IPCC, 2019). These changes will in turn modify snow cover properties regionally and seasonally while affecting the vertical variability in microstructure locally (Guan *et al.*, 2013). More specifically, polar regions are now confronted with an increased occurrence of rain-on-snow (ROS) events, leading to the development of ice crusts (Dolant *et al.*, 2016) that delay snow melt (Gouttevin *et al.*, 2018) and can affect freeze-thaw cycles (F/T) through the modification of energy transfer between the ground and the atmosphere. This variability leads to problems in the satellite retrievals of surface state variables (Johnson *et al.*, 2015) that limit our ability to understand major drivers of snow melt. In addition, access to field observations of snow and meteorological properties is limited given that many research projects are conducted on yearly and/or seasonal timescales with only short-term instrument deployment, largely due to the logistical and financial constraints of longer-term studies or permanent infrastructure development in the Arctic.

With an intensifying hydrological cycle observed in northern regions (Dery *et al.*, 2009), observations of local hydrological change are becoming even more important. In the absence of such long-term observations, geochemical tracers can provide information on the seasonal evolution of the snowpack. Tracers such as the stable isotope composition of the snow itself (stable isotope ratios of oxygen and hydrogen) and major ions (such as calcium, magnesium, sodium, etc.) that accumulate in the snowpack as it deepens through the winter season, can be useful tracers of snow contributions to the hydrological cycle during spring melt (e.g., Williams *et al.*, 2009). However, direct observations of the geochemical properties of snow and snowmelt contributions to over-land and groundwater flows for arctic and subarctic remain poorly reported in the literature (Guo *et al.*, 2012; Ala-aho *et al.*, 2017). When used as tracers in hydrological studies, these elements have been shown to be effective tools to distinguish the contribution of water sources in the watershed (Klaus and McDonnell, 2013).

The main objective of this paper is to improve our understanding of the isotopic signatures of snow in northern regions towards an improved characterization of meteorological systems and lay the groundwork for calculating a residence-reload time at the watershed scale in future studies (e.g., Ala-Aho *et al.*, 2017). Geochemical and isotopic signatures can be used to monitor runoff sources

within a drainage network (e.g., Sueker *et al.*, 2000). They can also reveal individual water contributions (rain, melt, groundwater, etc.) as well as the interannual water flow trends of a drainage basin (Kjickerkovska, 2016). More specifically, stable isotopes of oxygen and hydrogen within the snow itself are used to quantify evaporation and sublimation (Gustafson *et al.*, 2010), two key elements in understanding the various processes that govern mass balance within snow cover, highlighting strong linkages between geochemical measurements and snow physical properties. However, lingering uncertainties remain in accessing snow samples before and during the melting season in such harsh and isolated environments. As such, the main objective of this paper is to pave the way towards improved model approaches by quantifying stable water isotope composition ($\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$, $\delta^2\text{H-H}_2\text{O}$) of snow over a subarctic taiga site and over an arctic tundra site to evaluate linkages between physical and geochemical measurements according to 1) snow stratigraphy, 2) meteorological variables, and 3) seasonality.

2. Background: Application of Stable Water Isotopes in Snow Studies

In this study we use naturally occurring stable isotopes of oxygen (^{18}O , ^{16}O) and deuterium (^2H , ^1H) in melted snow samples to characterize snowpack evolution over time and lay the groundwork to use these isotopic characteristics to trace snow water pathways and storage over the melt season (e.g., Tetzlaff *et al.*, 2018). The isotopic composition of a water sample is expressed as the difference between the sample (R_{sample}) and a standard (R_{std}), where R refers to ratio of the concentrations of the heavy isotope over the light, either $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ or $^2\text{H}/^1\text{H}$, respectively. Here we report the isotopic composition of samples with respect to the standard (R_{std}) Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) using δ notation, $\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ (herein denoted as $\delta^{18}\text{O}$) and $\delta^2\text{H-H}_2\text{O}$ (herein denoted as $\delta^2\text{H}$), reported in per mille (‰). Equation 1 gives the example for $\delta^{18}\text{O}$,

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{std}}} - 1 \right) \times 1000$$

At first, the stable isotope composition of falling snow reflects the origin of the water vapour, vapour exchanges occurring in the parent air mass, the history of precipitation processes within the air mass, and subsequent exposure to other air masses (e.g., Beria *et al.*, 2018, and references therein). Mass differences between molecules containing either the heavy or the light isotope can result in fractionation throughout these processes, whereby molecules with heavy isotopes are

preferentially concentrated in the denser phase (e.g., precipitation) and molecules with light isotopes remain in the vapour phase. Here we refer to samples with lower concentrations of the heavier isotope (e.g., more negative $\delta^{18}\text{O}$) as being “depleted” in heavy isotope; whereas, samples with higher concentrations of the heavier isotope (e.g., less negative $\delta^{18}\text{O}$) are referred to as being “enriched” in the heavy isotope (e.g., Galewsky *et al.*, 2016). As water molecules fall as precipitation, the isotopic composition of molecules in the accumulated snow undergoes further changes as the season advances. For example, evaporation processes at the snow surface result in an enrichment of heavier isotopes within the snow, whereas the vapour is enriched in the light isotope (depleted in the heavy isotope). As a result, to estimate the final isotopic composition of snowmelt at the end of the season, monitoring the impact of these processes over the annual lifecycle of the snowpack is critical. The factors controlling the isotopic composition of the snowpack include phase changes due to evaporation, sublimation, melting and recrystallization, along with vertical water vapour transfer to upper layers within the snowpack (Town *et al.*, 2008). The initial snowfall composition plays an important role, which depends on individual precipitation events that are themselves driven by residence time in the atmosphere, their incoming sources and their temperature during precipitation events (Gibson *et al.*, 2005). A warmer atmospheric system will tend to be more enriched in heavy isotopes, whereas a colder one will be more depleted. Considering these processes, a global meteoric water line has been derived based on global trends in the isotopic composition of precipitation (Clark and Fritz, 1997) which is a function comparing the abundance of deuterium and oxygen-18 isotopes in a water sample, given that these two isotopes are mass-dependent. By comparing the stable isotope composition of a sample to this global reference, it is possible to determine the dominant processes that altered its composition with respect to the original precipitation sources (as summarized in Figure 15). Here we use the Canadian Meteoric Water Line (CMWL) as the regional reference for the isotope relationships in precipitation described for northern Canada (Gibson *et al.*, 2005).

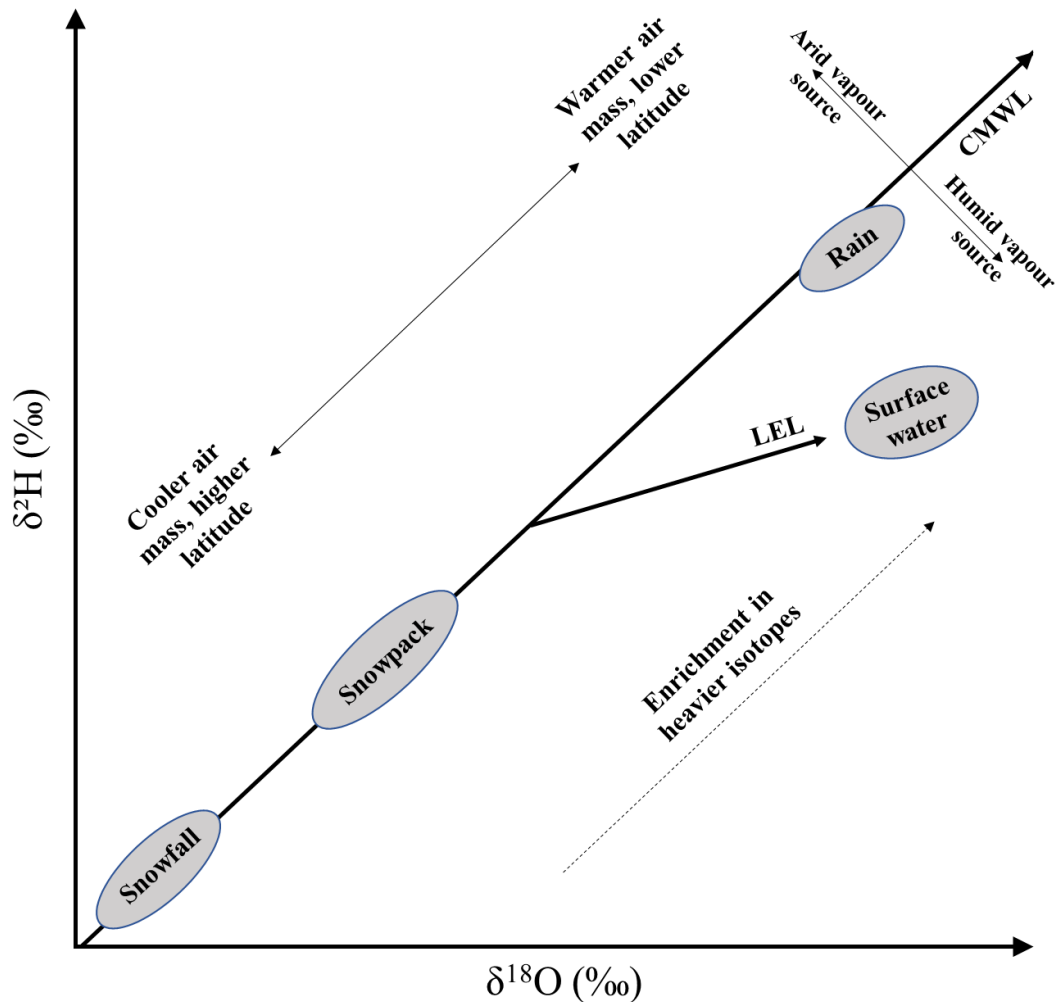


Figure 15. Conceptual representation of the $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ - H_2O relationships between falling (snow,rain) and accumulated (snowpack, surface water) precipitation with respect to the Canadian Meteoric Water Line (CMWL; Gibson *et al.*, 2005), as discussed in the text. The conceptual diagram also illustrates the regional factors of air mass temperature, humidity, and station latitude on sample deviation from the CMWL; a local evaporation line (LEL) illustrates local processes that further modify the stable isotope signatures of surface waters away from their initial precipitation sources. Modelled after Beria *et al.*, 2018; Gibson *et al.*, 2005.

Within snow itself, evaporation is possible and is caused by temperatures exceeding 0 °C, exchanges between the surface snow layer and the atmosphere, and by solar radiation effects on water molecules. In contrast, sublimation is controlled by wind and solar radiation where different rates account for the variability of snow-water equivalent, which impacts isotopic composition with an enrichment trends (Gustafson *et al.*, 2010). Recrystallization (i.e., metamorphism) occurs in the presence of a vapour flux caused by a temperature gradient between soil and air (Colbeck, 1982). Melting has a homogenizing effect on the overall signature of snowpack caused by the vertical mass movement from percolation and the diffusion that leads to isothermal conditions (Touzeau *et*

al., 2017). In all cases of moisture exchange between and within layers, the conservation of mass applies within the entire volume.

3. Study Locations and Sampling Methods

a. Study sites

This study was conducted at two different locations comparing Arctic and sub-Arctic landscapes (Figure 16a). Wekweèti (NWT) is located just south of treeline, (Figure 16b) and Greiner Lake Watershed (NU) is situated well into arctic tundra on Victoria Island (near Cambridge Bay, NU, Figure 16c).

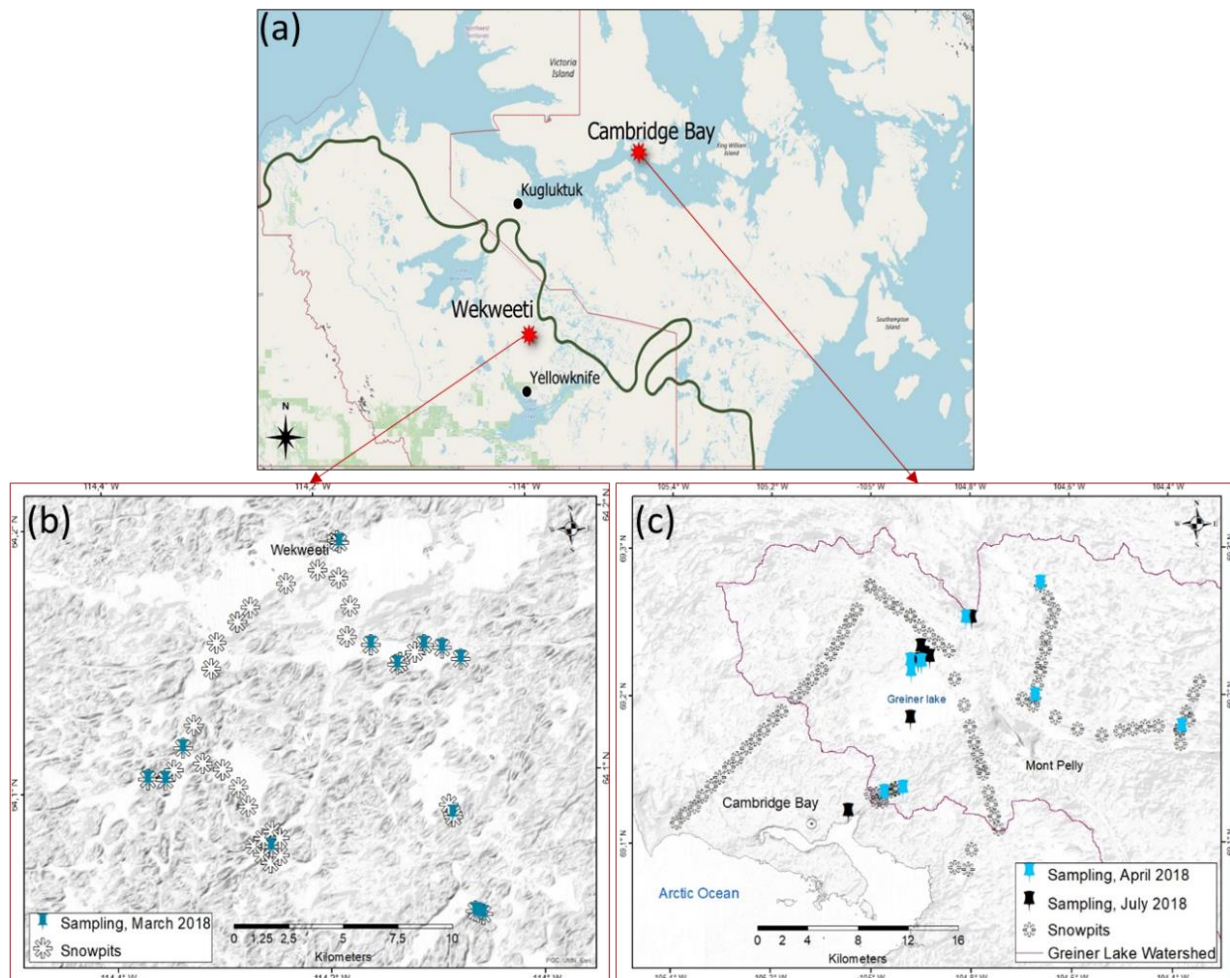


Figure 16. Map of study sites Wekweèti and the Greiner Lake Watershed (GLW). (a) Both sites are plotted with reference to Yellowknife (NWT), Kugluktuk (NU), and the tree line (green line). (b) Wekweèti study site map identifies snowpit physical measurement sites (snowflake symbols) and geochemical/physical snow sampling locations (pin symbols) visited in March 2018. (c) GLW study site illustrates snowpit physical measurement

locations (snowflake symbols) and geochemical sampling locations for the April 2018, July 2018, expeditions (blue and black pins, respectively). The purple line indicates the extent of the watershed. For both (b) and (c), the base map is a shaded relief map of the Arctic DEM (Release 6, Polar Geospatial Center, 2017) with locations plotted using the NAD 1983 CSRS coordinate system (UTM Zone 11N and 13N, respectively) on a Transverse Mercator projection (Datum: North American 1983 CSRS) with unites in Meters.

Wekweètì is located in the Northwest Territories (NWT), near Snare Lake, at an altitude of 368 m (Figure 16b). Vegetation is characterized by small shrubs, sedges, lichens and scattered coniferous tree patches of white and black spruce in an environment of low hills, polygonal peats plateau and many lakes typical of the Snare Plain High Subarctic Ecoregion (Government of Northwest Territories, 2008). A meteorological station located in the Hamlet (Wekweètì A) has collected daily and hourly observations since 2012. However, the station does not include precipitation data and no generic climate normal information is available, given that Environment and Climate Change Canada (ECCC) requires a minimum of 15 years of data collection for climate normal assessment (ECCC, 2019a). However, meteorological data from Yellowknife (Yellowknife A, 193 km south of Wekweètì) between 1981 and 2010 suggest average annual precipitation of 156.7 cm falling as snow and 170.7 mm falling as rain. Snow cover typically appears in October and melts over the course of April with an average maximum snow depth of 38 cm reached in March. Yearly, the average daily air temperature is -4.3 °C with a maximum of 21.3 °C (July) and a minimum of -29.5 °C (January). Predominant wind direction is from the east with a daily average speed of 12.8 km/h. The number of days with wind speeds above 52 km/h (force 7 on Beaufort Scale) is 1.8 and the number of days with wind speeds above 63 km/h (force 8 on Beaufort Scale) is 0.3. A maximum hourly wind speed of 72 km/h was measured in September and a maximum gust speed of 113 km/h was measured in November (ECCC, 2019a).

Cambridge Bay, near the Greiner Lake Watershed, is located 31 meters above sea level on southeastern Victoria Island in the Kitikmeot Region of Nunavut (Figure 16c). The Hamlet of Cambridge Bay hosts the Canadian High Arctic Research Station (CHARS). Vegetation on this treeless plain of Arctic tundra ecosystem includes erect dwarf shrubs, scattered herbaceous species, sedge fens, mosses and lichens (CAVM Team, 2003; Ponomarenko *et al.*, 2019). Between 1981 and 2010, observations from the nearby meteorological station (Cambridge Bay A) recorded an average annual precipitation of 80.2 cm falling as snow and 72.1 mm falling as rain (ECCC, 2019b). Snow covers the landscape from October to June, and an average maximum snow depth of 34 cm is typically measured in April. The average daily temperature is -13.9 °C, with a maximum of 12.8

°C (July) and a minimum of -36.1°C (February). The most frequent wind direction is from the northwest with a daily average of 19.6 km/h. Annually, the number of days with wind speeds above 52 km/h is 24 and the number of days with wind speeds above 63 km/h is 5.7, so that this site sustains significantly stronger wind events than Wekweètì. The maximum hourly wind speed of 101 km/h occurs in October, associated with a maximum gust speed of 121 km/h (force 12 on the Beaufort Scale are associated with the ‘Hurricane’ category; ECCC, 2019b). A river discharge gauge station maintained by the Water Survey of Canada is used to monitor the Freshwater Creek waterflow from June to September. This watercourse acts as the outlet of Greiner Lake, which has a drainage area of 1,494 km² and constitutes the main study site for this project.

b. Physical snow measurements

Snow physical properties were measured during all field campaigns. At both study sites, snowpits were excavated along transects to conduct observations of snow stratigraphy, density, temperature and grain size and types following Langlois *et al.*, (2009). Density profiles were measured by extracting snow samples at 3 cm intervals using 192 cm³ and 100 cm³ density cutters. The samples were weighed using a Pesola light series scale (100 g) from which density was calculated. Temperature profiles were also measured at 3 cm intervals using a digital temperature probe (+/- 0.1°C). Snow grain size (maximum extent) and type were evaluated using a magnifying glass and a snow grain plate with a millimetre grid overlay. Also, snow grain specific surface area (SSA) was measured using the shortwave InfraRed Integrating Sphere (IRIS) system (Montpetit *et al.*, 2012). This system uses an integrating sphere (LabsphereVR, 10 cm diameter) mounted with two ports on the equator of the sphere at 0° and 90° and one port at the top. The IRIS system is calibrated to albedo for each snowpit using reference Spectralon targets (0.05, 0.20, 0.40, 0.60 and 0.99 at 1300 nm), taking into account any possible shift in the laser illumination between every snowpit measurement (Langlois *et al.*, 2012; 2020). The snowpits were distributed on linear transects over the study sites, spaced by 1 km apart. Some snowpit clusters were used as time series sites for high resolution assessment of their spatial and temporal variation for both physical and geochemical properties.

c. Geochemical Sampling and Analysis

In both study areas, snow was collected into 1 L HDPE plastic snow containers (Fisher Scientific) at each snowpit site using a clean plastic trowel and returned to camp for processing. Snow samples

were then melted at room and/or fridge temperature, with melt progression checked at regular intervals. Once melted, samples were filtered through 0.22 μm Sterivex-GV filters (Fisher Scientific) into Wheaton 4 mL Amber Vials with TFE-Lined Caps (Fisher Scientific) for the analysis of stable isotope composition ($\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ and $\delta^2\text{H}\text{-H}_2\text{O}$). At each site, snow profile locations for the determination of geochemical parameters were selected to represent regional heterogeneity according to slope and land cover, in order to ensure a cross-section of the available spatial variability. Within each snowpit, snow samples were collected from visible layers, confirmed by manual hardness (Höller et Fromm, 2010). The goal was to allow the distribution of geochemical elements to be assessed as a function of snow stratigraphy. In addition to snow samples, examples of surface water, soil water, and rainwater samples were also collected during the July 2018 campaign at various sites throughout the Greiner Lake Watershed. Rain samples were collected using a funnel rain gauge at CHARS, whereas lake and pond samples were collected from surface waters at the shore or edge, respectively. Soil and pore water samples were collected by digging a hole, filling containers and pressing their contents through a filter with a pestle. All water samples were then processed identically to the snow melt samples (detailed above).

River water samples were also collected from Freshwater Creek (69.131°N, -104.991°E), which directly drains Greiner Lake. Water samples for the determination of stable water isotopes were collected following the Arctic Great Rivers Observatory protocols (<https://arcticgreatrivers.org/>) as described in detail by Brown *et al.*, 2020. Stable isotope analyses were conducted at either at the Environmental Chemistry Facility at Brown University (RI) or the Organic and Stable Isotope Biogeochemistry Laboratory at the State University of New York at Buffalo (NY) using a cavity ring-down mass spectrometer with a standard error of ± 0.1 ‰ for $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ and ± 1 ‰ for $\delta^2\text{H}\text{-H}_2\text{O}$. Table 3 summarizes the sampling locations and the number of samples collected for each campaign.

Table 3. Sampling locations of 2018 field campaigns

SITES	LATITUDE (°N)	LONGITUDE (°W)	NB OF SAMPLES	DATES
WEKWEÈTÌ	64.1903	-114.1767	40	21-28 March 2018
GLW	69.1209	-105.0451	42	8-30 April 2018
GLW	69.1209	-105.0451	12	18-28 July 2018
Total			94	

Some caveats should be noted about the stable isotope data that may contribute to increased uncertainty in reported Wekweètì values. For example, during the return flight from Wekweètì in March 2018, almost all the water isotopes sample bottles had leaked because of the low atmospheric pressure in the plane. As the bottles were upside down, the expectation is that while some sample was lost, exchange with the outside air would have been minimal. Fortunately, samples collected for the determination of major ion concentrations remained intact, which permitted us to collect sub-samples from these sealed bottles to submit for isotopic analysis. This sub-sample collection was carried out 42 days after initial collection, and the pre-homogenized sample bottle was opened only briefly to remove a 10 mL sub sample into a new 4 mL amber glass vials. To ensure reliability of the sub-samples, the same process was repeated with test bottles for GLW collected in April 2018 which made possible to estimate the differences between sub-samples collected 42 days later, and the original melt samples collected in the field. The comparison between the samples and the test bottles showed an average difference of + 0.06 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and - 0.79 ‰ for $\delta^2\text{H}$, well within the reported standard error, providing more confidence in our interpretation of the Wekweètì dataset.

4. Results and Discussion

a. Snowpack isotopic composition and snow stratigraphy at an open taiga site and a tundra site

Snow $\delta^{18}\text{O}$ observations from the GLW site (Figure 16d), a coastal environment, plot overall higher (more enriched in heavy isotopes) on the CMWL than Wekweètì (Figure 16b) coinciding with their relationship to the coast (cf. Figure 15, Figure 16a). We explain this difference by the anticipated travel time of weather cells prior to precipitation. For inland areas such as Wekweètì, an east prevailing wind direction can increase the time required for atmospheric systems to travel from the ocean inland; whereas a northwest prevailing wind direction shortens the travel to the coastal environment of Cambridge Bay (Figure 15). This may explain the more depleted isotope values of

Wekweètì's fresh snow samples, despite being at a lower latitude. At both study sites, the bottom depth classes according to relative height (1) 0-20% and (2) 20-40% show an enrichment in $\delta^{18}\text{O}$ values, with measured values plotting below the CMWL (Figures 17b and 17d). This enrichment is more pronounced at GLW, suggesting a stronger vapor flux typical of cold Arctic environments that promote strong temperature gradients leading to kinetic metamorphism between bottom layers and the ground (Fierz and Baunach, 2000). We observed a maximum growing snow crystal layer of up to 12 mm in GWL, while the maximum crystal layer extent in Wekweètì ranged from 6 to 8 mm, and the temperature gradient and vapor flux were also less significant. Wekweètì was observed to have a greater range of isotope values compared to the GLW; however, GWL had a higher mean $\delta^{18}\text{O}$ value, supporting the idea of a greater isotopic enrichment from a stronger vapor flux (cf. Figures 17a and 17c). Table 4 presents statistical values of $\delta^{18}\text{O}$ and Type 1 linear regression statistical values for the relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and depth at both sites.

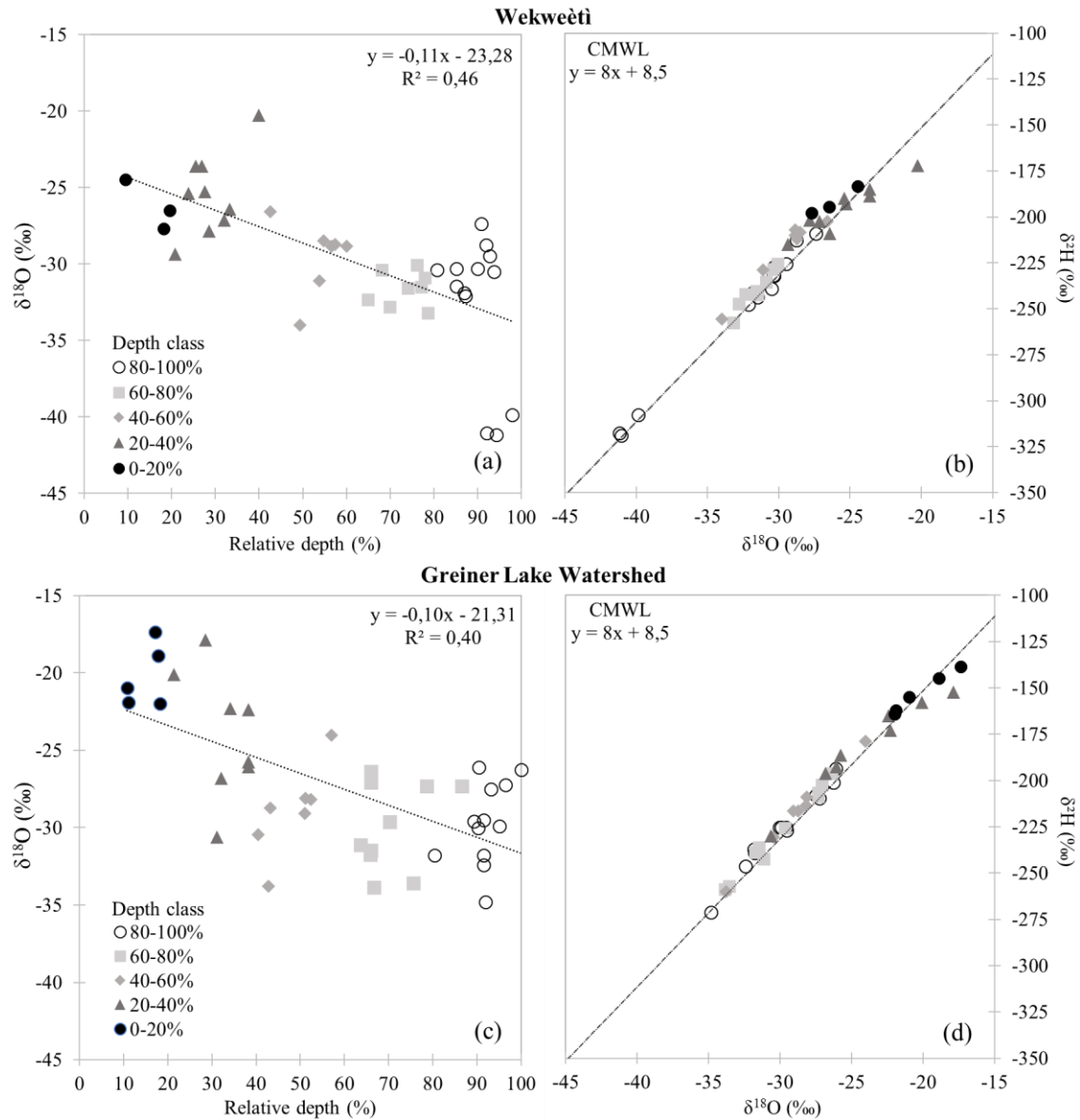


Figure 17. (a, c) Snow $\delta^{18}\text{O}$ values plotted against relative depth in the snowpack and by depth class (symbols) for Wekweëti and GLW, respectively, (1) 0-20%, (2) 20-40%, (3) 40-60%, (4) 60-80%, (5) 80-100%. Linear trend lines are plotted for each data set, with statistics presented in Table 4; (b, d) Cross-plot of snow $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ composition for each field site plotted against the Canadian Meteoric Water Line (CMWL, thick dotted line; Gibson et al., 2005), symbols refer to depth classes within the snowpit as in (a, c).

Table 4. Statistical values associated with Type 1 Linear Regression Analyses of data presented in Figures 17, 19, and 20

	Wekweètì	GLW
Figure 17a, c. $\delta^{18}\text{O}$ (‰) values against relative depth (%)		
R^2	0.46	0.40
Standard deviation	3.2	3.5
Probability of error	0.05	0.05
<i>p-value</i>	0.000002*	0.00001 *
Sample size	40	42
Upper limit	-20.7	-18.7
Lower limit	-25.8	-23.9
Figure 19. Snow grain size (mm) against depth (cm)		
R^2	0.68	0.49
Standard deviation	0.9	1.4
Probability of error	0.05	0.05
<i>p-value</i>	1E-10*	0.000001*
Sample size	39	45
Upper limit	5	5
Lower limit	3.7	3.4
Figure 20a. $\delta^{18}\text{O}$ values (‰) against temperature (°C)		
R^2	0.48	0.15
Standard deviation	3.3	4.4
Probability of error	0.05	0.05
<i>p-value</i>	0.000002*	0.02*
Sample size	37	38
Upper limit	-16.9	-4.8
Lower limit	-24.0	-25.1
Figure 20b. $\delta^{18}\text{O}$ values (‰) against density (kg m^{-3})		
R^2	0.001	0.18
Standard deviation	4.5	4.3
Probability of error	0.05	0.05
<i>p-value</i>	0.88	0.02*
Sample size	37	30
Upper limit	-24.6	-12.6
Lower limit	-35.8	-26.3

*-denoted *p-values* are significant

Field measurements across the tundra site (GLW), indicate a dense wind-packed layer on top of the low-density depth hoar layer, leading to an enrichment in $\delta^2\text{H}$ at the transition between the two layers (triangles), and an enrichment in $\delta^{18}\text{O}$ at the bottom of the profiles (filled circles, Figure 17d). The same pattern was observed with samples collected at the open-taiga site (Wekweètì,

Figure 17b). Light-isotope mass gain due to condensation enriches $\delta^2\text{H}$ over $\delta^{18}\text{O}$ (i.e., moves above the CMWL line; Moser and Stichler, 1974); while evaporation enriches $\delta^{18}\text{O}$ under a humid vapour source near the bottom of the snowpack (those points can be observed below the CMWL, Figures 17b and 17d). From Table 4, both site's *p-values* suggest that $\delta^{18}\text{O}$ values are sensitive to change in depth.

Furthermore, the (2) 20-40% depth class values are close to or more enriched in $\delta^{18}\text{O}$ than the (1) 0-20% class at both sites (Figures 17c and 17a, respectively). This is due to the path followed by the vapour flux, between evaporation and condensation, ending within the densified layers at the center of the snow profile. The result is a significant gap between depth classes (2) 20-40 % and (3) 40-60% as the vapour becomes more depleted in ^{18}O (isotopically lighter $\delta^{18}\text{O}$) causing a higher $\delta^2\text{H}$ enrichment during upward vertical transport (Taylor et al., 2001). Based on field measurements during the cold season campaign, the highest temperatures occur at the bottom of the snow profile. Vapor migrates from warmer layers at the base of the snow profile and condenses in upper, colder layers along a vapor gradient, which in turn is controlled by the temperature gradient (Langlois and Barber, 2007; Touzeau et al., 2017).

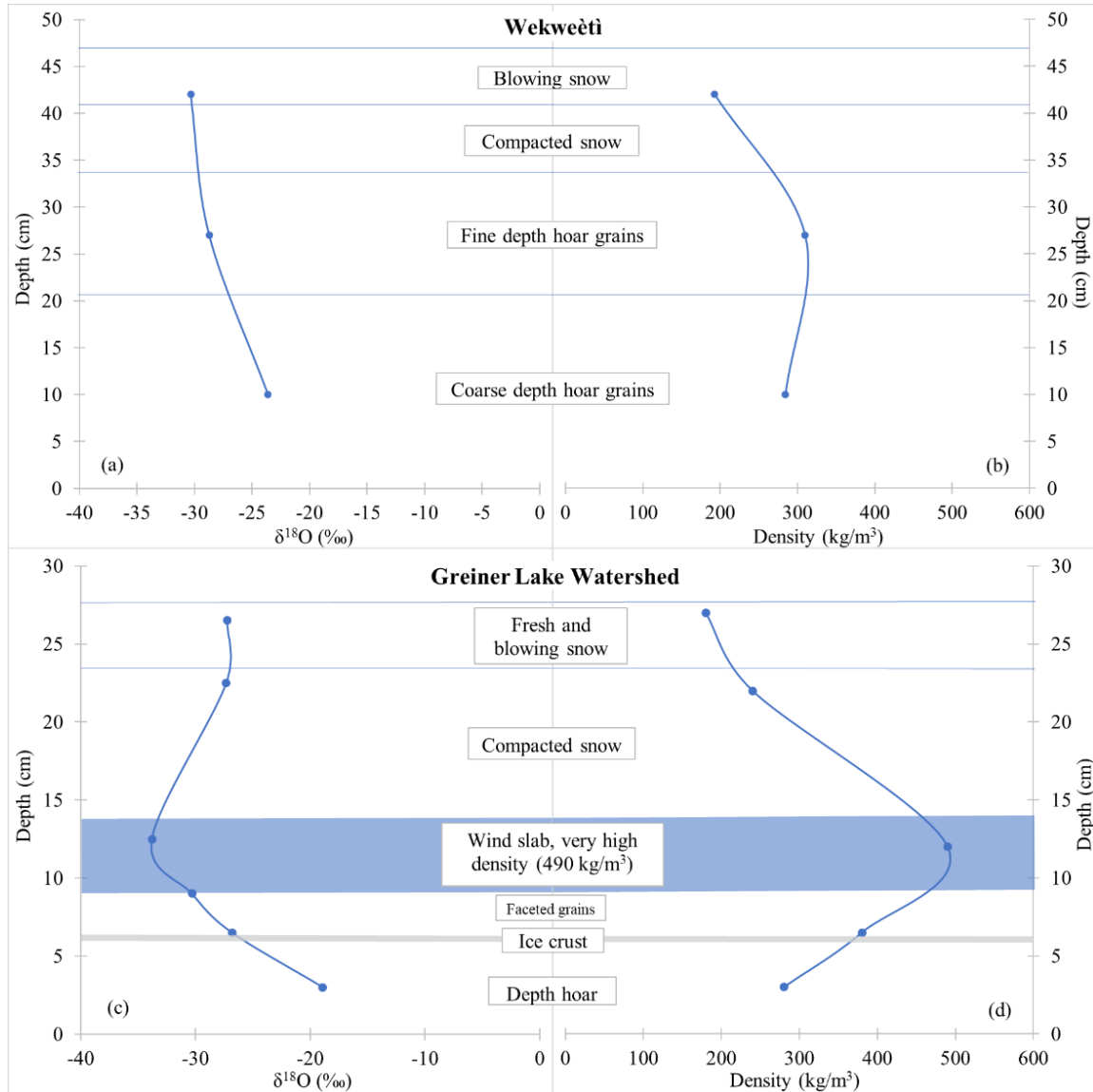


Figure 18 (a, b) A typical snow profile observed at the Wekweëti taiga site (snowpit SP3; 64.047°, 114.06°) and (c, d), the GLW tundra site (snowpit SPSTRA2; 69.222, 104.898). On the left side (a, c), measured snow $\delta^{18}\text{O}$ values are plotted by depth in the snowpit, whereas snowpack density is plotted against depth on the right side (b, d). The thin blue lines represent layer boundaries observed in the snowpack profiles; for the GLW site, the thick blue line represents a single wind slab layer observed on the site and the grey line represents an ice crust acting as a barrier between the faceted grain layer and the depth hoar layer.

When $\delta^{18}\text{O}$ values are compared to snow density and snow type profiles, more structure emerges (Figures 18b and 18d). Near the snow cover surface, snow is exposed to wind and precipitation, which isotopically enriches the surface layers by introducing air humidity (Town *et al.*, 2008). In the GLW, this contrast leads to an $\delta^{18}\text{O}$ profile inversely proportional to snow density (Figure 18d). Turbulent transport due to strong winds, which can last several days before settling, has the potential to indirectly deplete snow grain isotope signatures (Domine *et al.*, 2016). The grains then

become very small and rounded, forming dense snow layers (wind slabs). These layers are isotopically depleted unlike the rest of the profile because of their different physical properties that promote isolation and reduce exchanges with the atmosphere and the other layers after formation. High snow density cannot lead to large grain sizes because of the limited available growing space (Gouttevin *et al.*, 2018). Furthermore, dense layers have greater thermal conductivity that leads to weak temperature gradients, promoting destructive metamorphism at the snow grain level, which leads to a vapour exchange between layers (Domine *et al.*, 2016). This results in a clear boundary to the enrichment generated by metamorphism, which is visible at the 40-60% depth level between evaporation and condensation stages (e.g., as shown in Figure 15).

Samples taken from the base of the snowpack at the GLW site indicate a more important humid vapour flux given that these points plot below the CMWL compared to those at Wekweètì. This difference is also highlighted in the variability between the minimum and maximum isotopic values at Wekweètì ($\delta^{18}\text{O}$ between -41 and -24 ‰) which are isotopically lighter than those observed over GLW (-35 to -17 ‰; Figures 17b and 17d). This can be explained by how the snowpack is built and further modified. Indeed, in terms of physical properties such as temperature and grain size, the correlation between isotopic composition is stronger on a taiga site (cf., Figures 19 and 20a). For density, it implies an increasing density with depth from weight accumulation and compaction of upper layers on the Wekweètì taiga site (Domine *et al.*, 2012). At both sites, the accumulation patterns are linked to the origin of precipitation (Gibson *et al.*, 2005) and local weather conditions (Town *et al.*, 2008), but the major difference between them is related to the stronger wind action at the tundra site. Windy conditions will lead to the destruction of the original precipitated snow grains into very fine rounded grains leading to an increase in density near the surface (i.e., wind slab). Table 4 presents the linear regression statistical values for the relationship between grain size and depth (Figure 19). The corresponding *p-values* suggest that snow grain sizes are significantly sensitive to change in depth at both sites.

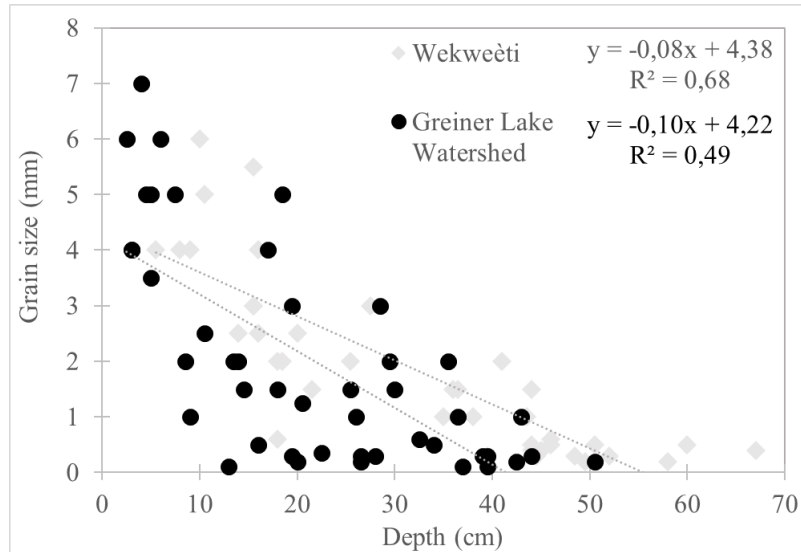


Figure 19. Average snow grain size plotted against effective snow depth from Wekweètì (grey diamonds) and Greiner Lake Watershed (black circles). Linear trend lines are plotted for each data set, with statistics presented in Table 4.

b. Weather factors influencing snowpack properties

Relationship between density and temperature profiles

According to Figure 20a, the strongest link between snow temperature and the isotopic composition was observed at the Wekweètì site. Here, snow temperature generally increased from the surface to the base and was positively correlated with the $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition ($r^2 = 0.48$, Table 4). In contrast, a greater dispersion between temperature and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic composition was observed at the GLW site, likely due to wind densification, diminishing any correlation between these parameters ($r^2 = 0.15$, Table 4).

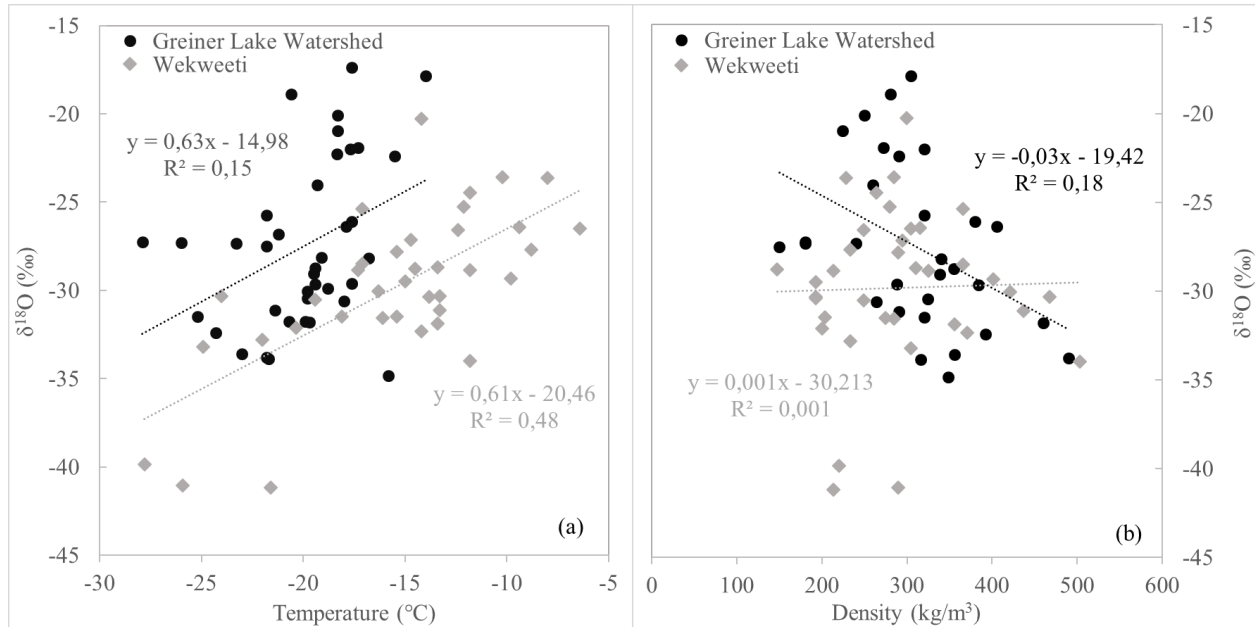


Figure 20. Snow $\delta^{18}\text{O}$ values plotted against measured snow temperature (a) and density (b) for Wekweètì (grey diamonds) and Greiner Lake Watershed (black circles). Linear trend lines are plotted for each data set with statistics presented in Table 4.

Correlations are absent between density and $\delta^{18}\text{O}$ in Wekweètì (p -value exceeding 0.05) and suggest an inverse relationship between isotopic signature and density over the Greiner Lake Watershed (Table 4). This agrees with the tundra compaction type mentioned in section 4. a. and can be further related to the reverse density profile observations (Figure 18d), both of which could be linked to post-deposition variation or by precipitation origin and composition discussed in the next section.

Precipitation origin and composition

Air mass characteristics and seasonality will impact the stable isotope signature of accumulating snow over the winter. For example, in colder months, precipitation is characterized by a lighter isotope signature because of condensation processes, as its composition becomes isotopically lighter over the summer/winter transition period. Although, the first precipitation event that begins to build the snowpack have a heavier isotope signature compared to later-season snowfall (Table 5). At the GLW site, the depth hoar $\delta^{18}\text{O}$ values measured during April (-22 and -17 ‰) were similar to the monthly GNIP climatology values for the first precipitation events of October (-18 to -22 ‰), but isotopically heavier than expected snowfall in November (-26 to -30 ‰, Table 5). Isotopic enrichment of this first snow fall layer could be attributed to vapour flux action during

accumulation. The effects of vapour flux only last a couple of months after snow accumulation begins and end when a wind or precipitation event completely isolates the surface from the bottom layers (Domine *et al.*, 2016). At the Wekweètì site, the range of depth hoar $\delta^{18}\text{O}$ values was from -28 to -24 ‰ in March, within the spread of the GNIP climatology values for October (-22 to -26 ‰) and November (-30 ‰ and lower), the months where the snowpack is first being built.

*Table 5. Mean monthly $\delta^{18}\text{O}$ (‰) and $\delta^2\text{H}$ (‰) values of precipitation over Wekweètì (open-taiga) and Greiner Lake Watershed (GLW; tundra), determined from interpolated Canada-wide climatology maps from the multi-year GNIP network (e.g., Gibson *et al.*, 2005) obtained from GNIP (IAEA, 2001); accessible at <http://isohis.iaea.org>)*

Site	Isotope	October	November	December	January	February	March	April
Wekweètì	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-18 to -22	-26 to -30	-22 to -26	-26 to -30	-22 to -26	-22 to -26 (some cold cells -30 and lower)	-22 to -26
	$\delta^2\text{H}$ (‰)	-166 to -198	-198 to -230	-166 to -198	-198 to -230	-166 to -198	-166 to -198	-166 to -198
GLW	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	-22 to -26	< -30	< -30	< -30	< -30	-26 to -30	-26 to -30
	$\delta^2\text{H}$ (‰)	-166 to -198	-198 to -230	< -230	< -230	< -230	-198 to -230	-198 to -230

Wind effects

Wind further influences snow cover properties over the winter, in particular through snow redistribution and changes in density at the surface. For example, in April, a high wind speed event was observed at Cambridge Bay airport weather station on April 10th, (DOY 100; Figure 21b). After the event, the snowpack at the airport station had lost nearly 25% of its original thickness (Figure 21d). This event is likely to have redistributed the snow grains from an erosion area to a deposition area (Winstral *et al.*, 2002), which would have the effect of modifying the original snow profile, impacting the distribution of stable isotope signatures (e.g., Town *et al.*, 2008). By the end of the same period in Yellowknife (March 31st to April 30th, DOY 90 to 120), the snow was entirely melted (Figure 21c).

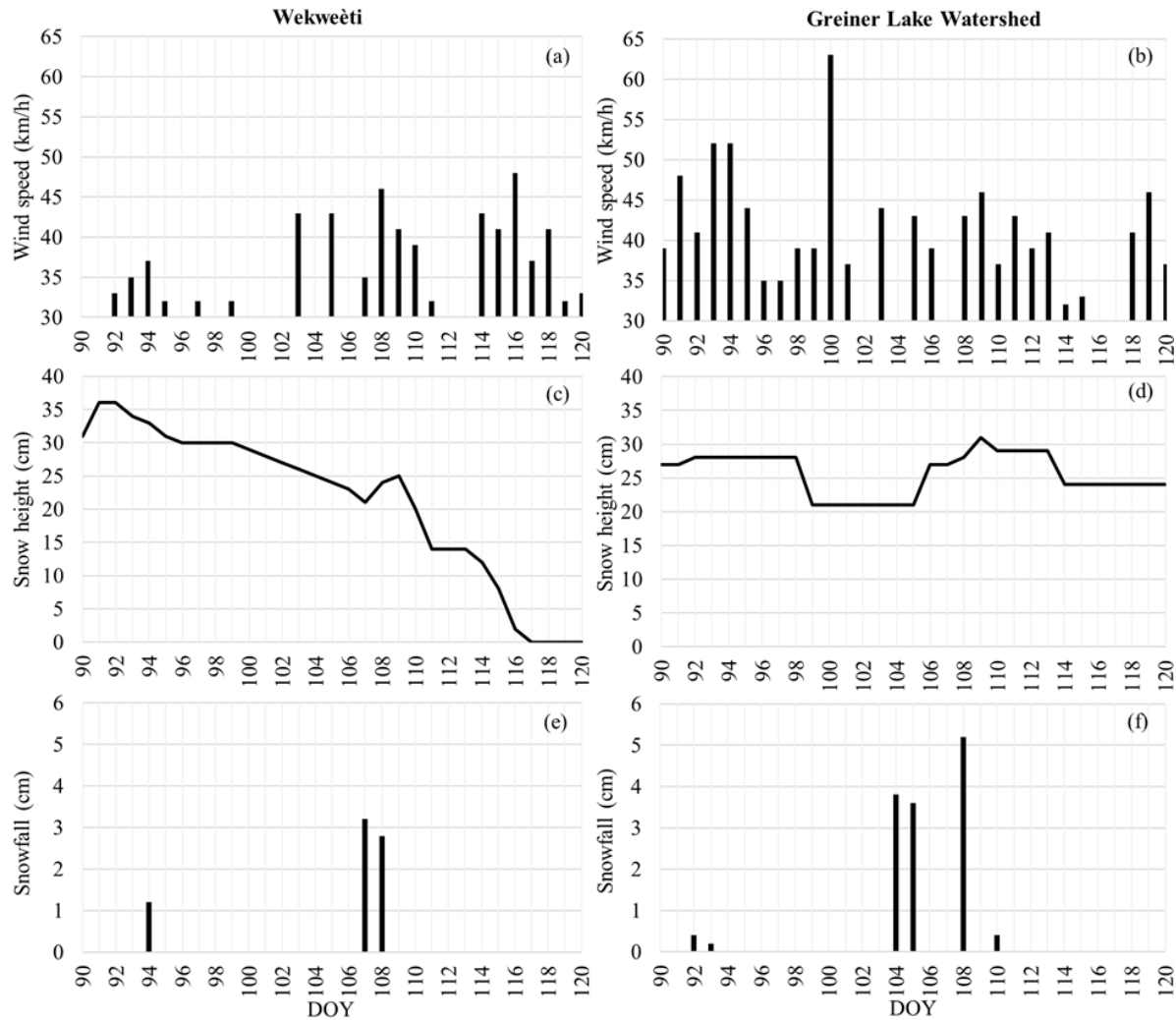


Figure 21. Daily wind burst (a, b), snow height (c, d) and snowfall (e, f) data for Yellowknife, NWT, Canada, April 2018, and Cambridge Bay, NU, Canada, April 2018, respectively, plotted against day of year (DOY). Wind burst, snow height and snowfall data from Environment Canada (ECCC, 2019a, b).

c. Seasonal evolution of the snowpack at a tundra site

Samples of surface and soil water were also collected in the spring and early summer of 2018 to obtain an overall picture of the stable isotope values of different water sources, other than direct snow melt, to Freshwater Creek. Two surveys were conducted across the Greiner Lake watershed in April (early spring) and July (end of spring), and samples were collected from Freshwater Creek over the 2018 open-water season (June 10th – Sept 24th). These late season observations lend insight into the impacts of weather effects, including temperature changes, precipitation accumulation, and wind on the evolution of the snowpack from winter into spring (Figure 22).

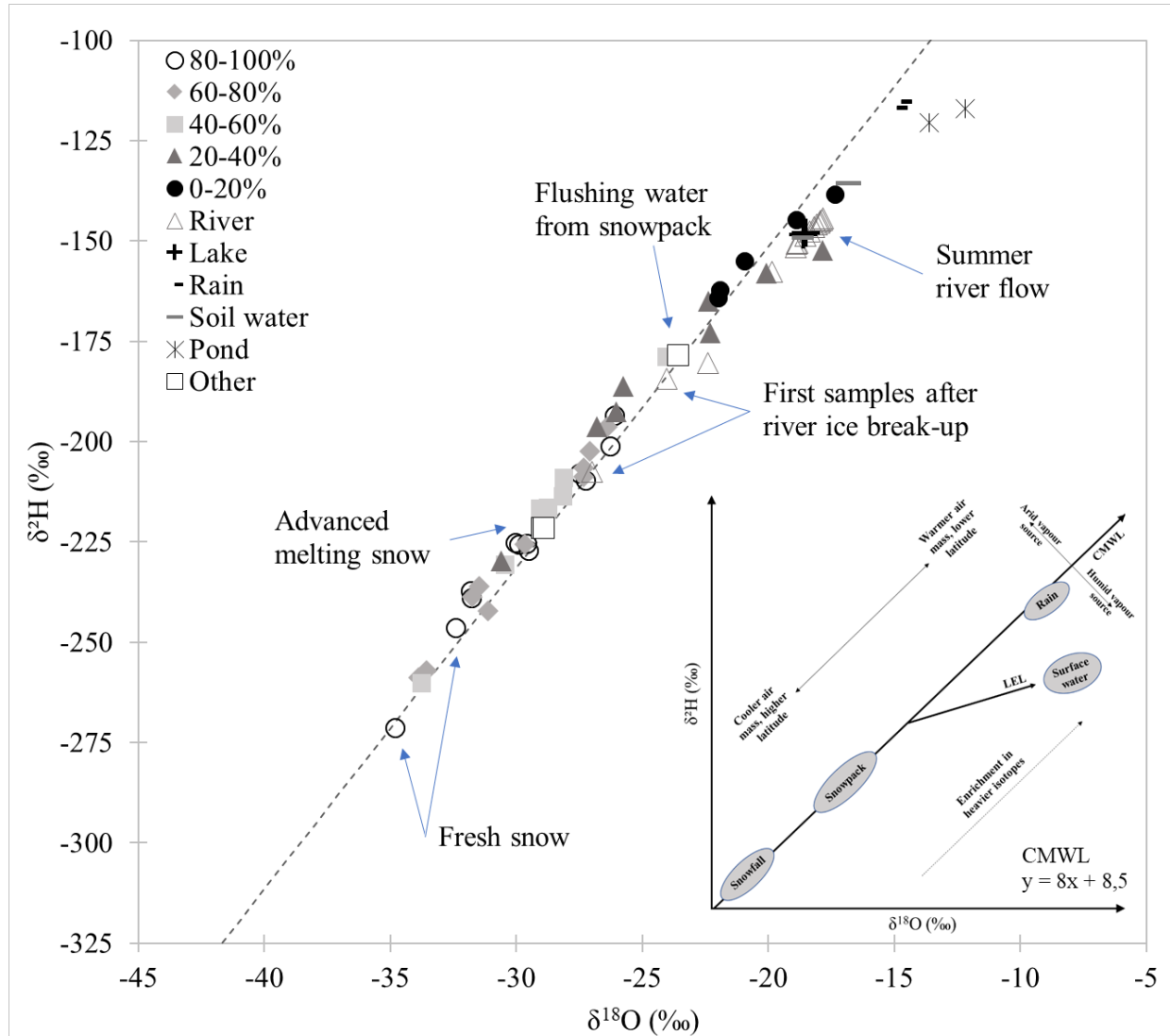


Figure 22. Cross-plot of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ composition of snow relative to depth class at the GLW tundra site, collected in winter 2018 (symbol legend associated with depth class), as well as rain (-), surface pond (*), soil water (—), and Greiner Lake samples (+) collected around the Greiner Lake Watershed in summer 2018. Other samples (white squares) include samples of “advanced melting snow” and “flushing water from snowpack” as indicated in the figure. Samples of river water (white triangles) from the outlet of Freshwater Creek, which drains Greiner Lake, were collected throughout the open water season (June–Sept 2018). The dashed line illustrates the Canadian Meteoric Water Line after Gibson et al., 2005 ($\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 8.5$), with the inset as in Figure 15.

Stable isotope signatures of fresh snow samples were found to be the lightest, and fell directly on the CMWL, consistent with limited modification after snowfall. After several months of snow accumulation, however, stable isotope ratios in the middle of the snowpack (light coloured squares) tended to get lighter, likely due to condensation within the layer, while the bottom snow stable isotope ratios (filled circles) become heavier, likely due to evaporation process (Figure 22). During the spring snow melt period, the first river observations align closely with the stable isotope ratios

of melting snow; however, they remain below the CMWL and continue to deviate along a “Local Evaporation Line” (LEL) as the summer progresses, due to local evaporation processes taking place. This leaves river waters with heavier isotope ratios at the end of summer (e.g., Gibson *et al.*, 2005; Beria *et al.*, 2018). By July, surface water from Greiner Lake, rainfall, and melting snow were likely all contributing to river flow. Rainfall had heavier stable isotope signatures than measured snowfall, which can be explained by warmer temperatures, precipitation phase, and the fact that lighter isotopes condense first due to their lighter mass (Clark and Fritz, 1997). Surface waters collected from Greiner Lake had isotope signatures closest to sampled rain, but these values showed signs of evaporation (e.g., they moved away from the CMWL along a LEL, Figure 22), which is typical of open lake water (Gibson *et al.*, 2016). In contrast, soil-extracted water isotope ratios fell close to the depth hoar samples, showing isotope fractionation with a similar amplitude. Figure 22 illustrates the high variability in stable isotope values observed between and across all seasons and water sources sampled. There was a large spread between the minimum isotope ratios found in fresh snow during winter and the maximum isotope ratios of pond samples in spring, and this illustrates the importance of evaporation enrichment effects during summer for pond water associated with much warmer temperatures (Gibson *et al.*, 2016).

In terms of snow sampling during the cold winter periods, it is interesting to note that a common pattern can be seen at both study sites, with snow stable isotope signatures varying depending on snow depth, progressing from surface snow samples (isotopically light) to samples taken in the last centimetres at the base of the snow profiles (isotopically heavy). The latter was found to be closest to isotope ratios observed in the river for the GLW site, but also for the Coppermine River and the Wekweètì data set (data not shown). This is an observation that deserves further investigation since these snow samples were taken in winter, several months before the melt season. It follows that there may be a relationship between depth hoar formation at the beginning of the winter and water flowing in the system at the end of the summer, possibly indicating a moisture exchange with the bottom hoar frost layer during the summer-winter transition.

5. Conclusions

Stable isotope characteristics of the snowpack were determined at an open-taiga (Wekweètì) and a tundra site (GLW), yielding new insights about the seasonal evolution of the Arctic snowpack. The distribution of snow stable isotope signatures along the CMWL indicates a pattern of moisture

balance within snow stratigraphy (Figures 17b and 17d). The dry cold conditions found in the middle depth class (40 to 60%) of the snowpack were linked with heavier $\delta^2\text{H}$ signatures at both sites. A within-pack $\delta^{18}\text{O}$ enrichment was also observed at the lowest depths at both sites (0-20% and 20-40% depth classes), with greater effects seen at the GLW study site that were found to be associated with snow compaction and a stronger temperature gradient, likely contributing to an enhanced vapor flux typical of a tundra location. Snow profiles comparing density and $\delta^{18}\text{O}$ further highlight an inverse relationship between these parameters at the tundra site. Larger snow grain size and warmer temperatures were associated with a greater enrichment in $\delta^{18}\text{O}$ within the bottom two depth classes at both sites (Figures 17b and 17d). With respect to snow compaction, similarities and differences at both sites were observed between isotope ratio, temperature, and density profiles. Differences in average temperature and density profiles were also apparent between the open-taiga and tundra site, reflecting snow cover formation and geochemical properties. A stronger correlation between measured $\delta^{18}\text{O}$ and snow temperature was observed at the Wekweètì open-taiga (sub-Arctic) site, compared to the GLW tundra (Arctic) site. Overall, snow stratigraphy and stable isotope composition exhibit different relationships at the two study sites, but some similarities were evident in stable isotope profiles.

Weather factors also played a key role in influencing snow physical and geochemical properties. For example, the compaction type and depth hoar formation generated different stable isotope composition and physical properties between the two sites. The origin of precipitation and a monthly climatology of its stable isotope signature indicated heavy isotope enrichment in the bottom snow layers linked with differences in the $\delta^{18}\text{O}$ values of precipitation that are geographically dependant. An example of a high wind speed event and its effect on snow depth and snow redistribution was suggested as a possible factor contributing to snow isotopic variability.

The characterization of melt season stable isotope values at the tundra site (Greiner Lake Watershed) illustrated high variability in snow and melt isotope signatures between early spring and the end of spring. These observations highlight the importance of evaporation processes and their effects on the isotope composition of the melting snowpack and underscore the need for multi-year datasets to allow for closer monitoring. The close similarity of summer flowing river waters and winter depth hoar samples at GLW suggests that soil water moisture is drawn up into the hoar frost layer influencing stable isotope values in the bottom snow layer from the beginning of snow

accumulation. The coupling of a stable isotope model with a snow model might lead to an improved distinction of water sources such as snow from the first precipitation event to the last melting event. One of the major limitations in this study was the difficulty in being on site for sample collection over the entire winter-spring transition, a time window which is variable between years and is critical to determine the average stable isotope values of melting snow for hydrological models at the watershed scale. In addition, multiyear visits associated with high sampling resolution will be necessary to obtain a more comprehensive picture of seasonal water transport through Arctic watersheds in a variety of ecotypes, improving our ability to characterize the impact of climate change on snow melt contributions to watershed hydrology across the pan-Arctic.

Acknowledgments

This project was funded by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, Polar Knowledge Canada, and the Northern Scientific Training Program. Special thanks to Daniel Kramer, Mike English and his team from WLU for the Wekweètì field campaign support. The GLW field campaign was made possible with the help of Patrick Cliche, Gabriel Diab, Vincent Sasseville, Joelle Voglimacci, Chloé Martineau, Guillaume Couture, Caroline Dolant, Julien Meloche, Coralie Gauthier. We would also like to thank Polar Knowledge Canada for providing field logistics support at the Canadian High Arctic Research Station, as well as Brian Vandenbrink, Samantha MacBeth, Angulalik Pedersen, Richard Ekpakohak and the other CHARS team members for data collection assistance. We thank Brent Else and his crew including Samantha Jones, Shawn Marriott, Francis Emingak, Patrick Duke, Richard Sims and Araleigh Maureen Cranch as well as the members of the Cambridge Bay community for collecting river water samples in Freshwater Creek and for the great moments we shared. Thanks to Amanda Dumond and the Kugluktuk Hunters and Trappers Organization for sample collection and for sharing their insights about the Coppermine River. The authors would also like to thank Joseph Orchard at Brown University and Owen Cowling at the State University of New York at Buffalo for help with stable isotope sample analyses.

References

- Ala-aho, P., Tetzlaff, D., McNamara, J. P., Laudon, H., Kormos, P. et Soulsby, C. (2017) Modeling the isotopic evolution of snowpack and snowmelt: Testing a spatially distributed parsimonious approach. *Water Resources Research*, vol. 53, n°7, p. 5813-5830.
- Ala-Aho, P., Tetzlaff, D., McNamara, J. P., Laudon, H. et Soulsby, C. (2017) Using isotopes to constrain water flux and age estimates in snow-influenced catchments using the STARR (Spatially distributed Tracer-Aided Rainfall-Runoff) model. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 21, n°10, p. 5089-5110.
- Bartelt, P. et Lehning, M. (2002) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 35, n°3, p. 123-145.
- Beria, H., Larsen, J. R., Ceperley, N. C., Michelon, A., Vennemann, T. et Schaepli, B. (2018) Understanding snow hydrological processes through the lens of stable water isotopes. *WIREs Water*, vol. 5, n°6, p. 1-23.
- Brown, K. A., Williams, W. J., Carmack, E. C., Fiske, G., François, R., McLennan, D. et Peucker-Ehrenbrink, B. (2020) Geochemistry of Small Canadian Arctic Rivers with Diverse Geological and Hydrological Settings. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, vol. 125, n°1, p. 1-21.
- CAVM Team (2003) Circumpolar Arctic Vegetation Map. (1:7,500,000 scale), Conservation of Arctic Flora and Fauna (CAFF) Map No. 1. US Fish and Wildlife Service. (Anchorage, AK). Available at <http://www.geobotany.uaf.edu/cavm/> [Verified 1 August 2015], p. 2.
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrology* (p. 328). Boca Raton, Florida, USA: CRC Press/Lewis Publishers.
- Colbeck, S. C. (1982) An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics*, vol. 20, n°1, p. 45-61.

- D'Amboise, C. J. L., Müller, K., Oxarango, L., Morin, S. et Schuler, T. V. (2017) Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus/SURFEX (V7.3) snowpack model. *Geoscientific Model Development*, vol. 10, n°9, p. 3547-3566.
- Dery, S. J., Hernandez-Henriquez, M. A., Burford, J. E. et Wood, E. F. (2009) Observational evidence of an intensifying hydrological cycle in northern Canada. *Geophysical Research Letters*, vol. 36, n°13, p. 1-5.
- Department of Environment and Natural Resources, Government of the Northwest Territories (2008) ECOLOGICAL REGIONS OF THE NORTHWEST TERRITORIES, TAIGA SHIELD, 157 p.
- Dolant, C., Langlois, A., Montpetit, B., Brucker, L., Roy, A. et Royer, A. (2016) Development of a rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry. *Hydrological Processes*, vol. 30, n°18, p. 3184-3196.
- Domine, F., Barrere, M. et Sarrazin, D. (2016) Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada. *Cryosphere*, vol. 10, n°6, p. 2573-2588.
- ECCC, (2019a). Daily Data Report Wekweètì, NWT, Environment and Climate Change Canada, https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_f.html, [date visited: 24 March 2019]
- ECCC, (2019b). Daily Data Report Cambridge Bay, NU (TC ID: YCB), Environment and Climate Change Canada, https://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_f.html, [date visited: 24 June 2019]
- Feng, X., Taylor, S., Renshaw, C. E. et Kirchner, J. W. (2002) Isotopic evolution of snowmelt 1. A physically based one-dimensional model. *Water Resources Research*, vol. 38, n°10, p. 35-1-35-8.
- Fierz, C. et Baunach, T. (2000) Quantifying grain-shape changes in snow subjected to large temperature gradients. *Annals of Glaciology*, vol. 31, p. 439-442.

- Galewsky, J., Steen-Larsen, H. C., Field, R. D., Worden, J., Risi, C. et Schneider, M. (2016) Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle. *Reviews of Geophysics*, vol. 54, n°4, p. 809-865.
- Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Birks, S. J., St Amour, N. A., Buhay, W. M., McEachern, P., Wolfe, B. B. et Peters, D. L. (2005) Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrological Processes*, vol. 19, n°1, p. 303-327.
- Gibson, J. J., Birks, S. J., Yi, Y., Moncur, M. C. et McEachern, P. M. (2016) Stable isotope mass balance of fifty lakes in central Alberta: Assessing the role of water balance parameters in determining trophic status and lake level. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, vol. 6, p. 13-25.
- Gouttevin, I., Langer, M., Löwe, H., Boike, J., Proksch, M. et Schneebeli, M. (2018) Observation and modelling of snow at a polygonal tundra permafrost site: Spatial variability and thermal implications. *Cryosphere*, vol. 12, n°11, p. 3693-3717.
- Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Jepsen, S. M., Painter, T. H. et Dozier, J. (2013) Snow water equivalent in the Sierra Nevada: Blending snow sensor observations with snowmelt model simulations. *Water Resources Research*, vol. 49, n°8, p. 5029-5046.
- Guo, L., Cai, Y., Belzile, C. et Macdonald, R. W. (2012) Sources and export fluxes of inorganic and organic carbon and nutrient species from the seasonally ice-covered Yukon River. *Biogeochemistry*, vol. 107, n°1-3, p. 187-206.
- Gustafson, J. R., Brooks, P. D., Molotch, N. P. et Veatch, W. C. (2010) Estimating snow sublimation using natural chemical and isotopic tracers across a gradient of solar radiation. *Water Resources Research*, vol. 46, n°12, p. 1-14.
- Höller, P. et Fromm, R. (2010) Quantification of the hand hardness test. *Annals of Glaciology*, vol. 51, p. 39-44.
- IPCC (2019) Special Report: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, p. 765. <https://www.ipcc.ch/srocc/> [date visited: 12 January 2020]

- Johnson, J. B., Gelvin, A. B., Duvoy, P., Schaefer, G. L., Poole, G. et Horton, G. D. (2015) Performance characteristics of a new electronic snow water equivalent sensor in different climates. *Hydrological Processes*, vol. 29, n°6, p. 1418-1433.
- Kjikjerkovska, E. (2016) Long-term hydroclimatic change and interannual variability in water sources, Apex River (Iqaluit), Baffin Island, Nunavut. Department of Geography and Planning. Thèse de doctorat, Queen's University, Kingston, Ontario, 96 p.
- Klaus, J. et McDonnell, J. J. (2013) Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology*, vol. 505, p. 47-64.
- Langlois, A., Mundy, C.J., Barber, D.G. (2007) Overwintering Evolution of Geophysical and Electrical Properties of Snow Cover over First-Year Sea Ice. *Hydrological Processes*, vol. 21, 6, p. 705-716, doi: 10.1002/hyp.6407.
- Langlois, A., Kohn, J., Royer, A., Cliche, P., Brucker, L., Picard, G., Fily, M., Derksen, C. et Willemet, J. M. (2009) Simulation of Snow Water Equivalent (SWE) Using Thermodynamic Snow Models in Québec, Canada. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 10, n°6, p. 1447-1463.
- Langlois, A., Royer, A., Derksen, C., Montpetit, B., Dupont, F. et Gota, K. (2012) Coupling the snow thermodynamic model SNOWPACK with the microwave emission model of layered snowpacks for subarctic and arctic snow water equivalent retrievals. *Water Resources Research*, vol. 48, n°12.
- Langlois, A., Royer, A., Montpetit, B., Roy, A. et Durocher, M. (2020) Presenting Snow Grain Size and Shape Distributions in Northern Canada Using a New Photographic Device Allowing 2D and 3D Representation of Snow Grains. *Frontiers in Earth Science*, vol. 7, n°January, p. 1-19.
- Montpetit, B., Royer, A., Langlois, A., Cliche, P., Roy, A., Champollion, N., Picard, G., Domine, F. et Obbard, R. (2012) New shortwave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval. *Journal of Glaciology*, vol. 58, n°211, p. 941-952.

- Moser, H. et Stichler, W. (1974) Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, vol. 114, p. 122-135.
- Ponomarenko, S., McLennan, D., Pouliot, D. et Wagner, J. (2019) High Resolution Mapping of Tundra Ecosystems on Victoria Island, Nunavut – Application of a Standardized Terrestrial Ecosystem Classification. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 45, n°5, p. 551-571.
- Sueker, J. K., Ryan, J. N., Kendall, C. et Jarrett, R. D. (2000) Determination of hydrologic pathways during snowmelt for alpine/subalpine basins, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Water Resources Research*, vol. 36, n°1, p. 63-75.
- Taylor, S., Feng, X., Williams, M. et McNamara, J. (2002) How isotopic fractionation of snowmelt affects hydrograph separation. *Hydrological Processes*, vol. 16, n°18, p. 3683-3690.
- Tetzlaff, D., Buttle, J., Carey, S. K., McGuire, K., Laudon, H. et Soulsby, C. (2015) Tracer-based assessment of flow paths, storage and runoff generation in northern catchments: A review. *Hydrological Processes*, vol. 29, n°16, p. 3475-3490.
- Tetzlaff, D., Piovano, T., Ala-Aho, P., Smith, A., Carey, S. K., Marsh, P., Wookey, P. A., Street, L. E. et Soulsby, C. (2018) Using stable isotopes to estimate travel times in a data-sparse Arctic catchment: Challenges and possible solutions. *Hydrological Processes*, vol. 32, n°12, p. 1936-1952.
- Touzeau, A., Landais, A., Morin, S., Arnaud, L. et Picard, G. (2017) Numerical experiments on isotopic diffusion in polar snow and firn using a multi-layer energy balance model. *Geoscientific Model Development Discussions*, p. 1-58.
- Town, M. S., Warren, S. G., Walden, V. P. et Waddington, E. D. (2008) Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 113, n°24, p. 1-16.
- Williams, M. W., Seibold, C. et Chowanski, K. (2009) Storage and release of solutes from a subalpine seasonal snowpack: Soil and stream water response, Niwot Ridge, Colorado. *Biogeochemistry*, vol. 95, n°1, p. 77-94.

- Winstral, A., Elder, K. et Davis, R. E. (2002) Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain-based parameters. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 3, n°5, p. 524-538.
- Würzer, S., Wever, N., Juras, R., Lehning, M. et Jonas, T. (2017) Modelling liquid water transport in snow under rain-on-snow conditions - Considering preferential flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 21, n°3, p. 1741-1756.

4.4. Séparation d'hydrogramme isotopique

En lien avec l'objectif 3 rencontré dans la section précédente visant à quantifier les contenus isotopiques dans la neige, cette section se concentre davantage sur l'objectif 4 en proposant une séparation d'hydrogramme isotopique (ou IHS). Celle-ci est réalisée à l'aide des valeurs d'abondance en rivière, dans la neige et aussi en tenant compte des autres échantillons d'eau qui ont été rassemblés sur le bassin versant Greiner au cours des campagnes de 2018. Également, une estimation de la recharge des eaux souterraines, ou eaux stockées par la fonte de la neige est obtenue à la suite de l'application des équations présentées à la section 2.3 dont :

$$F_p = \frac{c_t - c_e}{c_p - c_e} \quad \text{Équation 4.}$$

$$Q_t = Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots + Q_n \quad \text{Équation 5.}$$

$$C_t Q_t = C_1 Q_1 + C_2 Q_2 + C_3 Q_3 + \dots + C_n Q_n \quad \text{Équation 6.}$$

$$\delta^{18}O_{GW} = (1 - X)\delta^{18}O_{SN} + X\delta^{18}O_R \quad \text{Équation 7.}$$

D'abord, il faut savoir que le principe de séparation d'hydrogramme isotopique repose sur cinq hypothèses fondamentales telles que résumées dans (Klaus et McDonnell, 2013) :

- 1) les contenus isotopiques lors de la fonte et après sont significativement différents ;
- 2) l'eau de fonte préserve des valeurs constantes dans l'espace et dans le temps, sinon toutes variations peuvent être considérées ;
- 3) l'eau présente avant la fonte préserve des valeurs constantes dans l'espace et dans le temps, sinon toutes variations peuvent être considérées ;
- 4) la contribution de la zone vadose doit être négligeable, sans quoi les signatures isotopiques de l'eau de sol et des eaux souterraines doivent être similaires ;
- 5) l'eau stockée en surface contribue minimalement au débit.

En période de fonte, l'eau de l'évènement est constituée d'eau de fonte tandis que l'eau du pré-évènement est en fait l'eau stockée sous la couverture de neige. C'est à partir de ces hypothèses que différents scénarios ont été testés pour estimer l'intervalle possible de la contribution de la neige au débit du Ruisseau Freshwater Creek sur le site de Cambridge Bay. Dans tous les scénarios,

la valeur de rapport isotopique totale (C_t) est la valeur au maximum de crue alors que la fonte bat son plein et que toutes les sources participent à l'écoulement.

4.4.1. Séquence temporelle et évaluation de scénarios de calcul

Avant de présenter les différents scénarios de calcul, les variations de valeurs isotopiques et de concentrations d'ions sodium, selon différentes périodes des années 2014 à 2018 (HYDAT, 2019), sont résumées en une séquence temporelle s'échelonnant sur trois années sur ce bassin versant. La séquence contient une compilation des résultats d'analyse et des mesures de débit selon le jour de l'année de tous les jours d'échantillonnage compris dans l'intervalle 2014-2018 (Figure 23).

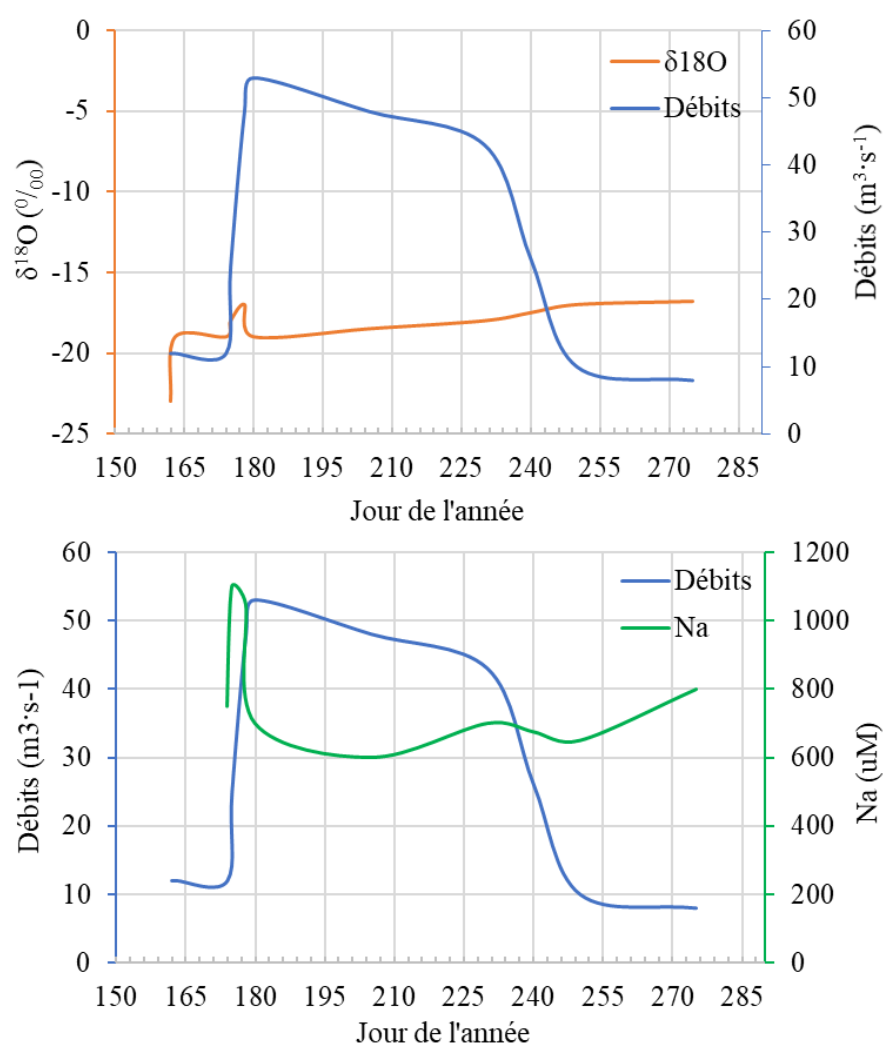


Figure 23. Débits, $\delta^{18}\text{O}$ et Sodium (Na) selon le jour de l'année. Les valeurs d'abondance en rivière, proviennent de la moyenne des mesures des années 2014 à 2018 pour le Ruisseau Freshwater Creek.

- **Jour 162** : arrivée de l'eau de ruissellement s'écoulant directement du manteau neigeux, débutant d'abord par les éléments légers (valeur minimum de $\delta^{18}\text{O} = -23\text{‰}$), puis les éléments plus lourds de la neige ($\delta^{18}\text{O} = -19\text{‰}$). Donc l'eau de l'évènement C_e pourrait être fixé à -21‰ , une moyenne hypothétique qui considère les eaux de fonte de début et de fonte avancée (scénario 2). Le débit est de $12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- **Jour 174** : $\delta^{18}\text{O} = -19\text{‰}$, le débit est de $12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{Na} = 750 \text{ uM}$, ce qui correspond à un apport d'eau de fonte enrichie en ions ou possiblement à la captation de sodium au passage du ruissellement de fonte sur une couche active en phase de dégel ;
- **Jour 175** : un deuxième signal fait son apparition (augmentation soudaine des valeurs de proportion isotopiques, $\delta^{18}\text{O} = -17\text{‰}$). Le débit est alors de $25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'hypothèse posée repose sur la rencontre et le mélange entre les eaux de ruissellement de la neige (-19‰) et l'eau du Lac Greiner (-17‰), ce qui est corroboré par la présence de deux signaux isotopiques distincts, mais convergents vers la signature isotopique du Lac Greiner, tel que mesuré en été (-18‰). Une autre hypothèse possible pourrait suggérer que l'augmentation de la surface de contact du lit d'écoulement justifiée par l'augmentation de débit aurait pour effet de capter plus de sodium et ainsi modifier la signature isotopique ;
- **Jour 178** : $\delta^{18}\text{O} = -17\text{‰}$, $\text{Na} = 1050 \text{ uM}$, et le débit = $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- **Jour 179** : chute des valeurs de sodium et valeur maximale atteinte de $\delta^{18}\text{O}$;
- **Jour 180** : le débit maximal est atteint ($53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). À ce moment, $\text{Na} = 700 \text{ uM}$ et $\delta^{18}\text{O} = -19\text{‰}$. C'est la valeur du débit total C_t ;
- **Jour 205** : $\delta^{18}\text{O} = -18,5\text{‰}$, le débit = $48 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $\text{Na} = 600 \text{ uM}$;
- **Jour 230** : $\delta^{18}\text{O} = -18\text{‰}$, le débit = $43 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $\text{Na} = 700 \text{ uM}$;
- **Jour 240** : $\delta^{18}\text{O} = -17,5\text{‰}$;
- **Jour 250** : $\delta^{18}\text{O} = -17\text{‰}$, $\text{Na} = 650 \text{ uM}$ et le débit = $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;
- **Jour 255** : vers la fin de l'écoulement, nous trouvons les valeurs maximales d' $\delta^{18}\text{O}$;
- **Jour 275** : le dernier échantillon avant la fin de l'écoulement du Ruisseau Freshwater Creek. L' $\delta^{18}\text{O} = -16,8\text{‰}$, $\text{Na} = 800 \text{ uM}$ et le débit = $8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Cette séquence annuelle a permis l'élaboration de quatre scénarios. Pour les **Scénario 1**, et **Scénario 2**, nous assumerons que la valeur isotopique du débit de base est de -17‰ , soit l'eau de fin d'écoulement avant le gel. C'est l'eau du pré-évènement C_p . Cette valeur est constante au fil

des années ce qui respecte l'hypothèse 3. Le **Scénario 3** inclut une hypothèse test selon laquelle il n'y a pas d'eau de pré-événement puisque le ruisseau ne coule qu'au moment de la fonte. Finalement, le **Scénario 4** inclut les échantillons d'eau de sol récupérés en juillet comme eau du pré-événement, respectant ainsi toutes les clauses de la théorie.

Scénario 1 : le rapport isotopique de l'évènement est celle de la première valeur d'écoulement enregistrée. Les valeurs utilisées dans l'équation 4 sont :

$$C_t = -19\text{‰}; C_e = -23\text{‰}; C_p = -17\text{‰}$$

$F_p = 4/6 = 67\%$; ce qui signifie que la neige contribue pour 33 % du débit lors de la crue.

Selon des études similaires sur la signature isotopique de la neige fondante (Schmieder *et al.*, 2016), cette valeur d'eau de fonte initiale ne serait pas représentative puisque d'importantes différences ont été mesurées dans les signatures isotopiques entre le début et la fin de la période de fonte. La redistribution et le fractionnement engendrés par le métamorphisme de fonte se produisent de façon à ce que la phase liquide en début de période de fonte se retrouve appauvrie par rapport à la phase solide (Taylor *et al.*, 2002). L'explication est qu'à l'équilibre, la signature ($\delta^{18}\text{O}$) de l'eau est de $3,1\text{‰}$ inférieure que celle de la glace. Les isotopes lourds auront tendance à conserver la phase solide alors que les plus légers quitteront le système en premier. Il est donc important de considérer les valeurs isotopiques tout au long de la période de fonte. Le scénario 2 inclut cette considération en moyennant les valeurs d'échantillons de neige fondante et d'eau de ruissellement sortant.

Scénario 2 : le rapport isotopique de l'évènement C_e est égal à la moyenne hypothétique du mélange des eaux de fonte.

$$C_t = -19\text{‰}; C_e = -21\text{‰}; C_p = -17\text{‰}$$

$F_p = 2/4 = 50\%$; ce qui signifie que 50 % de l'écoulement du ruisseau viendrait de la fonte de la neige lors de la crue.

Scénario 3 : les valeurs de C_p sont nulles, car il n'y a pas de pré-événement dans le cas du Ruisseau Freshwater Creek. Toute l'eau qui circule proviendrait de l'évènement comme tel. Ce scénario ne respecte toutefois pas les hypothèses stipulées en début de section.

$$C_t = -19\text{‰}; C_e = -21\text{‰}; C_p = 0\text{‰}$$

$F_p = 2/21 = 9,5 \%$ ou $2/23 = 8,7 \%$; ce qui signifie que la neige contribue entre 90 % et 91 % du débit lors de la crue.

Scénario 4 : la valeur de C_p est celle de l'eau que se trouve stockée sous la neige au début de la fonte (moyenne des échantillons de sol = $-16,4^{0/00}$), en respect avec la définition donnée dans (Klaus et McDonnell, 2013). La valeur de l'évènement C_e est celle de l'eau de ruissellement de neige fondante.

$$C_t = -19^{0/00}; C_e = -23^{0/00} \text{ ou } -21^{0/00}; C_p = -16,4^{0/00}$$

$F_p = 4/6,6 = 61 \%$ ou $2/4,6 = 57 \%$; ce qui signifie que la neige contribue entre 39 % et 43 % du débit lors de la crue.

Les trois scénarios les plus probables retenus sont les scénarios 1, 2 et 4. La neige contribuerait alors entre 33 et 50 % au débit annuel du Ruisseau Freshwater Creek lors de la crue. Les 67 à 50 % restant proviennent également du dégel et de la fonte, mais avec un signal différent qui reflète des processus différents dans le chemin vers le Ruisseau. C'est hypothétiquement l'eau d'années précédente déjà présente dans le système qui se mélange avec les eaux de fonte annuelles et avec la pluie annuelle qui elle est toutefois négligeable.

L'application de l'équation 7 a permis d'obtenir une estimation de la contribution de la période de fonte à la recharge des eaux souterraines ou plutôt des eaux stockées dans le sol. Le résultat obtenu révèle que la fonte de la neige contribuerait à 82 % de la recharge des eaux stockées dans le sol annuellement. Les échantillons d'eau de sol (moyenne de $-16,4^{0/00}$), de ruissellement de fonte ($-23^{0/00}$) et de pluies ($-14,8^{0/00}$) provenant de la campagne de juillet 2018 ont été utilisés pour effectuer le calcul (Tableau, Annexe 4).

Afin de fournir une estimation sommaire des quantités associées aux fractions présentées, un calcul du volume d'eau annuel s'écoulant par le Ruisseau Freshwater Creek a été effectué en sommant les jours d'écoulement multipliés par leur débit moyen. Un volume d'eau approximatif de 180 millions de mètres cubes a été obtenu, ce qui est similaire aux données du Relevé hydrologique du Canada de 1969 à 2014 d'un débit annuel moyen de 140 millions de mètres cubes (WSC, HYDAT, 2016). En assumant qu'entre 33 et 50 % de ce volume (entre 60 et 90 Millions de m^3) s'écoule du Ruisseau sous forme de neige fondante, le reste est un mélange d'eau de différentes

sources. Selon ces estimations, cela implique qu'entre 50 et 74 Millions de m³ participeraient à la recharge des eaux de sols ou souterraines chaque année. De ce nombre, entre 50 et 67 % seront réintroduits l'année suivante, et ainsi de suite.

4.4.2. Discussion sur l'IHS

Il est difficile d'évaluer l'incertitude derrière ces chiffres, c'est pourquoi ils demeurent approximatifs. Parmi les sources d'incertitude, mentionnons la fréquence temporelle de la prise d'échantillons en rivière, qui pour des raisons financières et logistiques, demeure limitée. En effet, lorsque la fonte est bien entamée, l'accès au terrain devient difficile avec la fonte du sol compliquant le transport. De plus, la glace s'amincit alors il devient dangereux de recueillir les échantillons des premiers écoulements sous celle-ci. Il est donc important de cerner avec justesse la période d'échantillonnage afin de mesurer adéquatement la variabilité isotopique de l'écoulement. La neige mérite aussi bien une séquence temporelle s'étendant avant et après la fonte pour cerner la variabilité isotopique de son contenu. Également, les échantillons de la dernière campagne d'avril à juin 2019 iront dans le sens de clarifier les propriétés géochimiques des apports perçus lors de la séparation d'hydrogramme avec l'échantillonnage de différentes sources. Il est certain qu'avec plus d'échantillons de chaque type de sources tels que la pluie et l'eau de sol, un meilleur aperçu de la distribution de leurs valeurs isotopiques respectives sera obtenu afin d'accomplir une IHS plus précise.

De façon à valider l'IHS selon ses bases théoriques, les hypothèses fondamentales sont discutées. D'abord, la première hypothèse fut validée puisque le contenu isotopique considéré pour l'évènement et le pré-évènement étaient significativement différents. Ensuite, une valeur constante fut assumée concernant l'eau de l'évènement rencontrant ainsi l'hypothèse 2. Celle-ci repose toutefois sur un nombre d'échantillons limité et sera ajustée en fonction des valeurs de neige fondante plus nombreuse de la dernière campagne. Pour l'hypothèse 3, l'eau du pré-évènement fut considérée comme ayant des valeurs constantes selon le contexte intermittent du Ruisseau Freshwater Creek qui ne coule pas toute l'année. La valeur la plus stable entre les périodes de fonte a donc été considérée (-17‰). Selon l'hypothèse 4, la zone vadose doit avoir une contribution négligeable sauf si les eaux de sol ont des valeurs isotopiques similaires aux eaux souterraines. Dans le cas du Ruisseau Freshwater Creek, les échantillons d'été ont montré des valeurs similaires entre l'eau de sol captive et les nappes d'eau de surface recueillies. L'hypothèse est rencontrée

puisque la zone vadose à proprement parler est gelée en permanence sous cette unité pergélisolisée à partir d'une faible profondeur (1 m environ) de sorte que l'exception peut s'appliquer. Pour la dernière hypothèse, l'eau stockée en surface tel le lac Greiner ne contribue pas du tout en dehors de l'évènement, mais participe aux mélanges et aux transports des eaux de toutes les sources lors du dégel printanier. L'hypothèse 5 est donc rencontrée.

5. Conclusion

Des campagnes de mesures et d'échantillonnage couplées à des simulations du couvert nival ont été réalisées sur deux sites d'étude principaux, Wekweèti, T.N.-O et Cambridge Bay, NU. Ces campagnes terrain ont permis de collecter des données sur la distribution des propriétés physiques et des compositions isotopiques du couvert nival en milieu arctique et subarctique, en plus d'obtenir un échantillonnage des différentes sources d'eau sur le bassin versant Greiner à Cambridge Bay. Les objectifs du projet ont été atteints et les résultats sont présentés dans ce document qui inclut également un article scientifique soumis.

Tout d'abord, la validation des simulations de l'OSSA sur la densité et l'épaisseur pour l'objectif 1 suggère une précision acceptable considérant la résolution spatiale grossière des simulations. Les densités mesurées et simulées sur le bassin versant Greiner à Cambridge Bay ont montré des valeurs similaires (283,5 et 290,1 kg/m³ respectivement) avec des améliorations sur les simulations de densité provenant d'une formulation mieux adaptée à ces régions nordiques. Nous avons constaté une variabilité plus importante entre les valeurs d'épaisseur mesurées et simulées sur le site de Wekweèti, (biais de -14,3 cm comparé à Cambridge Bay avec un biais de -6,2 cm) expliquée par la différence topographique entre les sites apportant un lot supplémentaire de processus influençant la redistribution du couvert nival. Nous notons aussi que les biais mesurés entre les simulations de l'OSSA et les données terrain sont sans doute liés aux incertitudes du forçage météorologique de NARR. Nous ne pouvons cependant pas conclure sur la précision exacte de ce forçage à cause de manque de données météorologiques clés sur les sites d'études, notamment la précipitation, le rayonnement solaire et infrarouge. Au niveau de l'objectif 2, nous notons une bonne correspondance entre le début du ruissellement simulé par l'OSSA et l'augmentation des débits mesurés du Ruisseau Freshwater Creek pour les années 2014 à 2016 avec cinq jours de différence entre le moment de sortie de l'eau simulé et l'augmentation des débits mesurés. Cela permet de conclure sur l'objectif 2 du projet en affirmant que l'OSSA simule adéquatement le moment de

sortie de l'eau par percolation lors de la période de fonte sur un bassin versant de toundra arctique. En ce qui concerne l'objectif 3, central à l'article soumis, la caractérisation des différences entre les deux sites d'échantillonnage, ainsi que les similitudes, a mis en évidence les facteurs influençant les profils isotopiques de la couverture neigeuse. La distribution le long de la courbe des eaux météoriques canadienne a montré un patron d'équilibre d'humidité dans les profils de neige. Les conditions de froid sec observées au milieu des volumes de neige ont été liées à un excès de deutérium sur les deux sites. Un enrichissement isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) en profondeur a été observé sur les deux sites. Les valeurs étaient plus élevées sur le site d'étude de Cambridge Bay en raison du type de compactage et du gradient de température plus fort qui amplifie le flux de vapeur. Nous avons également observé qu'une plus grande taille de grain était associée à un plus grand enrichissement en isotope $\delta^{18}\text{O}$ au bas des profils de neige. Grâce à la campagne de juillet, la caractérisation des valeurs isotopiques au fil des saisons a montré une grande variabilité entre les échantillons d'hiver et d'été, mettant en évidence les processus d'évaporation et leur effet sur la signature isotopique. Nous avons également discuté de la similitude étroite entre les échantillons de rivière et les échantillons de givre de profondeur sur les deux sites, une observation qui mérite une étude plus approfondie. Enfin, les résultats isotopiques des échantillons d'été ont permis de mieux comprendre les régimes d'écoulement dans le bassin versant du Ruisseau Freshwater Creek. Avec ces valeurs rassemblées, il est intéressant de constater qu'il fut possible de fournir une évaluation de la contribution en volume d'eau des membres qui participent à l'écoulement sur le bassin versant Greiner rencontrant ainsi le quatrième et dernier objectif du projet.

Nous notons au passage certaines incertitudes non mesurables qui ont pu se produire entre le prélèvement d'échantillons et l'analyse en laboratoire dans un tel projet. Par exemple, dans notre cas spécifique, certains échantillons prélevés à distance ont expérimenté un transport plus long en motoneige ou en VTT. De plus, les premiers échantillons de la journée restent plus longtemps exposés à la température plus froide que les derniers. Bien que les échantillons aient été considérés comme sains, l'incertitude derrière les résultats obtenus pour le calcul de l'IHS est difficilement quantifiable. Enfin, mentionnons que le principal défi derrière un tel projet demeure le besoin d'être présent sur place pour la collecte d'échantillons pendant la bonne période de transition hiver-printemps, qui est variable d'une année à l'autre. De ce fait, les visites pluriannuelles associées à une haute résolution d'échantillonnage sont la clé pour obtenir une meilleure image du schéma d'écoulement des bassins versants.

Dans le cas du présent projet, en plus des résultats d'analyse isotopiques pour les campagnes de 2019, les résultats des concentrations en ions majeurs dans la neige, les cours d'eau et les étangs, permettront de réaliser une séparation d'hydrogramme plus pointue afin d'isoler les membres impliqués dans l'écoulement du Ruisseau Freshwater Creek à Cambridge Bay. Aussi, les résultats des campagnes de janvier à Trail Valley Creek et de mars sur Herschel Island permettront d'étendre la portée du projet sur de plus grandes échelles spatiales et temporelles. Le développement de ces nouvelles techniques implique toutefois des coûts importants reliés à l'échantillonnage et la nécessité de se déplacer sur le terrain. Cependant, les échantillons répétés selon différentes profondeurs et conditions de neige permettront de mieux cerner l'évolution de la signature isotopique dans la neige dans les environnements nordiques. De ce fait, une collaboration est possible avec le chercheur derrière le modèle isotopique cité dans ce document, où le couplage avec le modèle SNOWPACK serait discuté. Ces futurs travaux iraient dans le sens de l'amélioration des prévisions hydrologiques impliquant la neige. En régions nordiques, l'utilisation de modèles spatialement distribués permet de combler la difficulté d'accès à des données in situ et de favoriser le suivi de ces milieux sensibles. Les simulations des signatures isotopiques méritent d'y être étudiées et davantage développées en utilisant des modèles de neige existants et des ensembles de données isotopiques récoltés selon différents environnements. Les futures étapes sont donc de nature purement empirique, afin de cerner les variations de comportements, et ainsi améliorer les modélisations.

Références

- Ala-aho, P., Tetzlaff, D., McNamara, J. P., Laudon, H., Kormos, P. et Soulsby, C. (2017) Modeling the isotopic evolution of snowpack and snowmelt: Testing a spatially distributed parsimonious approach. *Water Resources Research*, vol. 53, n°7, p. 5813-5830.
- Ala-Aho, P., Tetzlaff, D., McNamara, J. P., Laudon, H. et Soulsby, C. (2017) Using isotopes to constrain water flux and age estimates in snow-influenced catchments using the STARR (Spatially distributed Tracer-Aided Rainfall-Runoff) model. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 21, n°10, p. 5089-5110.
- Bader, H. and Kuroiwa, D. 1962: Cold regions science and engineering. Part II. Physical science. Section B : The physics and mechanics of snow as a material. Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) Report AD0287052, 99 pp.
- Bartelt, P. et Lehning, M. (2002) A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning Part I: numerical model. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 35, n°3, p. 123-145.
- Beria, H., Larsen, J. R., Ceperley, N. C., Michelon, A., Vennemann, T. et Schaefli, B. (2018) Understanding snow hydrological processes through the lens of stable water isotopes. *WIREs Water*, vol. 5, n° 6, p. 1-23.
- Bring, A., Fedorova, I., Dibike, Y., Hinzman, L., Mård, J., Mernild, S. H., Prowse, T., Semenova, O., Stuefer, S. L. et Woo, M. K. (2016) Arctic terrestrial hydrology : A synthesis of processes, regional effects, and research challenges. *Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences*, vol. 121, n°3, p. 621-649.
- Brown, R. D. et Robinson, D. A. (2011) Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922-2010 including an assessment of uncertainty. *Cryosphere*, vol. 5, n°1, p. 219-229.
- Chang, A., (1982) Snow water equivalent estimation by microwave radiometry. *Cold Regions Science and Technology* 5(3):259-267.
- Colbeck, S. C. (1982) An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics*,

- vol. 20, n°1, p. 45-61.
- Colbeck, S. C. (1993) The vapor diffusion coefficient for snow. *Water Resources Research*, vol. 29, n°1, p. 109-115.
- Cooper, L. W., Olsen, C. R., Solomon, D. K., Larsen, I. L., Cook, R. B. et Grebmeier, J. M. (1991) Stable Isotopes of Oxygen and Natural and Fallout Radionuclides Used for Tracing Runoff During Snowmelt in an Arctic Watershed. *Water Resources Research*, vol. 27, n°9, p. 2171-2179.
- Côté, K., Madore, J. B. et Langlois, A. (2017) Uncertainties in the SNOWPACK multilayer snow model for a Canadian avalanche context: sensitivity to climatic forcing data. *Physical Geography*, vol. 38, n°2, p. 124-142.
- D'Amboise, Christopher J.L., Müller, K., Oxarango, L., Morin, S. et Schuler, T. V. (2017) Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus/SURFEX (V7.3) snowpack model. *Geoscientific Model Development*, vol. 10, n°9, p. 3547-3566.
- D'Amboise, Christopher J. L., Müller, K., Oxarango, L., Morin, S. et Schuler, T. V. (2017) Implementation of a physically based water percolation routine in the Crocus (V7) snowpack model. *Geoscientific Model Development Discussions*, p. 1-32.
- Derksen, C., Walker, A. et Goodison, B. (2003) A comparison of 18 winter seasons of in situ and passive microwave-derived snow water equivalent estimates in Western Canada. *Remote Sensing of Environment*, vol. 88, n°3, p. 271-282.
- Dery, S. J., Hernandez-Henriquez, M. A., Burford, J. E. et Wood, E. F. (2009) Observational evidence of an intensifying hydrological cycle in northern Canada. *Geophysical Research Letters*, vol. 36, n°13, p. 1-5.
- Dietz, A. J., Kuenzer, C. et Gessner, U. (2011) *International Journal of Remote Remote sensing of snow – a review of available methods*, n°December, p. 37-41.
- Dolant, C., Langlois, A., Montpetit, B., Brucker, L., Roy, A. et Royer, A. (2016) Development of a rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry. *Hydrological Processes*, vol. 30, n°18, p. 3184-3196.

- Domine, F., Picard, G., Morin, S., Barrere, M., Madore, J. B. et Langlois, A. (2019) Major Issues in Simulating Some Arctic Snowpack Properties Using Current Detailed Snow Physics Models : Consequences for the Thermal Regime and Water Budget of Permafrost. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, vol. 11, n°1, p. 34-44.
- Essery, R., Rutter, N., Pomeroy, J. W., Baxter, R., Staehli, M., Gustafsson, D., Barr, A., Bartlett, P. A. et Elder, K. (2008) SNOWMIP2 An Evaluation of Forest Snow. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 90, n°8, p. 1120-1135.
- Feng, X., Taylor, S., Renshaw, C. E. et Kirchner, J. W. (2002) Isotopic evolution of snowmelt 1. A physically based one-dimensional model. *Water Resources Research*, vol. 38, n°10, p. 35-1-35-8.
- Fisher, D. A. (1991) Remarks on the deuterium excess in precipitation in cold regions. *Tellus, Series B*, vol. 43 B, n°5, p. 401-407.
- Foster, J. L., Sun, C., Walker, J. P., Kelly, R., Chang, A., Dong, J. et Powell, H. (2005) Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. *Remote Sensing of Environment*, vol. 94, n°2, p. 187-203.
- Galewsky, J., Steen-Larsen, H. C., Field, R. D., Worden, J., Risi, C. et Schneider, M. (2016) Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle. *Reviews of Geophysics*, vol. 54, n°4, p. 809-865.
- Gervais-gosselin, X. (2017) Simulation de l' équivalent en eau de la neige et du ruissellement dans la Baie de Quinte (ON), à l' aide du modèle SNOWPACK : contexte hydrologique.
- Gibson, J. J., Edwards, T. W. D., Birks, S. J., St Amour, N. A., Buhay, W. M., McEachern, P., Wolfe, B. B. et Peters, D. L. (2005) Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrological Processes*, vol. 19, n°1, p. 303-327.F
- Gouttevin, I., Langer, M., Löwe, H., Boike, J., Proksch, M. et Schneebeli, M. (2018) Observation and modelling of snow at a polygonal tundra permafrost site: Spatial variability and thermal implications. *Cryosphere*, vol. 12, n°11, p. 3693-3717.
- Groot Zwaaftink, C. D., Cagnati, A., Crepaz, A., Fierz, C., MacElloni, G., Valt, M. et Lehning,

- M. (2013) Event-driven deposition of snow on the Antarctic Plateau: Analyzing field measurements with SNOWPACK. *Cryosphere*, vol. 7, n°1, p. 333-347.
- Grünewald, T. et Lehning, M. (2015) Are flat-field snow depth measurements representative ? A comparison of selected index sites with areal snow depth measurements at the small catchment scale. *Hydrological Processes*, vol. 29, n°7, p. 1717-1728.
- Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Jepsen, S. M., Painter, T. H. et Dozier, J. (2013) Snow water equivalent in the Sierra Nevada: Blending snow sensor observations with snowmelt model simulations. *Water Resources Research*, vol. 49, n°8, p. 5029-5046.
- Gubler, H., (1985) Model for Dry Snow Metamorphism by Interparticle Vapor Flux. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 90, NO. D5, PAGES 8081-8092.
- Guo, L., Cai, Y., Belzile, C. et Macdonald, R. W. (2012) Sources and export fluxes of inorganic and organic carbon and nutrient species from the seasonally ice-covered Yukon River. *Biogeochemistry*, vol. 107, n°1-3, p. 187-206.
- Gustafson, J. R., Brooks, P. D., Molotch, N. P. et Veatch, W. C. (2010) Estimating snow sublimation using natural chemical and isotopic tracers across a gradient of solar radiation. *Water Resources Research*, vol. 46, n°12, p. 1-14.
- Hay, L. E. et McCabe, G. J. (2010) Hydrologic effects of climate change in the Yukon River Basin. *Climatic Change*, vol. 100, n°3, p. 509-523.
- HYDAT (2019). Environment Canada Data Explorer V2.1.7, Environment Canada—Water Survey of Canada HYDAT Version:1.0 (Oct 16, 2019), <http://www.ec.gc.ca/rhc-wsc>
- IPCC (2019) Special Report: The Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, n°September, p. in preparation.
- Johnson, J. B., Gelvin, A. B., Duvoy, P., Schaefer, G. L., Poole, G. et Horton, G. D. (2015) Performance characteristics of a new electronic snow water equivalent sensor in different climates. *Hydrological Processes*, vol. 29, n°6, p. 1418-1433.
- Kjickerkovska, E. (2016) Long-term hydroclimatic change and interannual variability in water

- sources, Apex River (Iqaluit), Baffin Island, Nunavut. Department of Geography and Planning. Thèse de doctorat, Queen's University, Kingston, Ontario, 96 p.
- Klaus, J. et McDonnell, J. J. (2013) Hydrograph separation using stable isotopes : Review and evaluation. *Journal of Hydrology*, vol. 505, p. 47-64.
- Kokhanovsky, A. A. et Zege, E. P. (2004) Scattering optics of snow. *Appl. Opt.*, vol. 43, n°7, p. 1589-1602.
- Kramer, D., Meloche, J., Langlois, A., McLennan, D., Gauthier-Barrette, C., Royer, A. and Cliche, P. 2019. Designing a DIY-UAV for arctic research purposes and proving its capabilities by retrieving snow depth via structure-from-motion, *Polar Knowledge: Aqhaliat* 2019, Polar Knowledge Canada, In Press, May 2019.
- Krinner, G. , Derksen, C. , Essery, R. , Flanner, M. , Hagemann, S. , Clark, M. , Hall, A. , Rott, H. , Brutel-Vuilmet, C. , Kim, H. , Ménard, C. B. , Mudryk, L. , Thackeray, C. , Wang, L. , Arduini, G. , Balsamo, G. , Bartlett, P. , Boike, J. , Boone, A. , Chéruiy, F. , Colin, J. , Cuntz, M. , Dai, Y. , Decharme, B. , Derry, J. , Ducharne, A. , Dutra, E. , Fang, X. , Fierz, C. , Ghattas, J. , Gusev, Y. , Haverd, V. , Kontu, A. , Lafaysse, M. , Law, R. , Lawrence, D. , Li, W. , Marke, T. , Marks, D. , Ménégos, M. , Nasonova, O. , Nitta, T. , Niwano, M. , Pomeroy, J. , Raleigh, M. S. , Schaedler, G. , Semenov, V. , Smirnova, T. G. , Stacke, T. , Strasser, U. , Svenson, S. , Turkov, D. , Wang, T. , Wever, N. , Yuan, H. , Zhou, W. and Zhu, D. (2018): ESM-SnowMIP: assessing snow models and quantifying snow-related climate feedbacks , *Geoscientific Model Development*, 11 (12), pp. 5027-5049 . doi: 10,519 4/gmd-11-5027-2018
- Langlois, A., Mundy, C.J., Barber, D.G. (2007) Overwintering Evolution of Geophysical and Electrical Properties of Snow Cover over First-Year Sea Ice. *Hydrological Processes*, vol. 21, 6, p. 705-716, doi : 10,100 2/hyp.6407.
- Langlois, A., Kohn, J., Royer, A., Cliche, P., Brucker, L., Picard, G., Fily, M., Derksen, C. et Willemet, J. M. (2009) Simulation of Snow Water Equivalent (SWE) Using Thermodynamic Snow Models in Québec, Canada. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 10, n°6, p. 1447-1463.

- Langlois, A., Royer, A., Montpetit, B., Picard, G., Brucker, L., Arnaud, L., Harvey-Collard, P., Fily, M. et Goïta, K. (2010) On the relationship between snow grain morphology and in situ near infrared calibrated reflectance photographs. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 61, n°1, p. 34-42.
- Langlois, A., Royer, A., Montpetit, B., Roy, A. et Durocher, M. (2020) Presenting Snow Grain Size and Shape Distributions in Northern Canada Using a New Photographic Device Allowing 2D and 3D Representation of Snow Grains. *Frontiers in Earth Science*, vol. 7, n°January, p. 1-19.
- Liu, J., Woodcock, C. E., Melloh, R. A., Davis, R. E., McKenzie, C. et Painter, T. H. (2008) Modeling the View Angle Dependence of Gap Fractions in Forest Canopies: Implications for Mapping Fractional Snow Cover Using Optical Remote Sensing. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 9, n°5, p. 1005-1019.
- López-Moreno, J. I., Revuelto, J., Gilaberte, M., Morán-Tejeda, E., Pons, M., Jover, E., Esteban, P., García, C. et Pomeroy, J. W. (2013) The effect of slope aspect on the response of snowpack to climate warming in the Pyrenees. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 117, n°1, p. 207-219.
- Madore, J., Langlois, A. et Côté, K. (2018) Evaluation of the SNOWPACK model's metamorphism and microstructure in Canada: a case study. *Physical Geography*, n°May, p. 1-22.
- Martineau, C., Langlois, A., Johnson, C.-A., Gouttevin, I., Royer, A. and Neave, E. 2019. Improving Peary caribou presence prediction from the MaxEnt model using spatialized snow simulations: a case study over Bathurst Island Complex, Nunavut, Canada. *Arctic*, Submitted, June 2020.
- Matzl, M. et Schneebeli, M. (2006) Measuring specific surface area of snow by near-infrared photography. *Journal of Glaciology*, vol. 52, n°179, p. 558-564.
- McClelland, J. W., R. M. Holmes, K. H. Dunton, and R. W. Macdonald, (2012). The Arctic Ocean Estuary, *Estuaries and Coasts* (2012) 35:353–368. DOI 10.1007/s12237-010-9357-3
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D.,

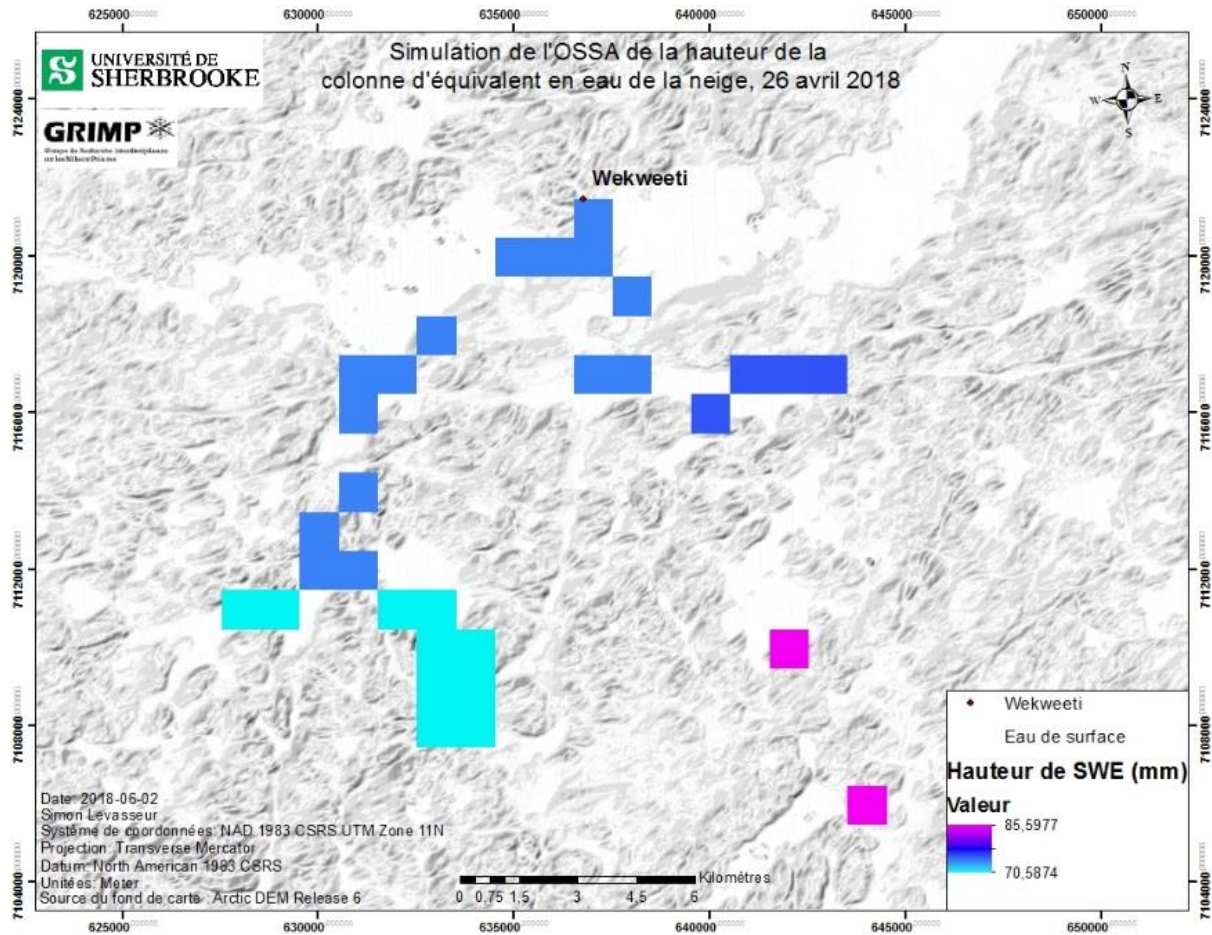
- Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E. H., Ek, M. B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H., Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D. et Shi, W. (2006) North American regional reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 87, n°3, p. 343-360.
- Montpetit, B., Royer, A., Langlois, A., Cliché, P., Roy, A., Champollion, N., Picard, G., Domine, F. et Obbard, R. (2012) New shortwave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval. *Journal of Glaciology*, vol. 58, n°211, p. 941-952.
- Mudryk, L. R., Derksen, C., Kushner, P. J. et Brown, R. (2015) Characterization of Northern Hemisphere snow water equivalent datasets, 1981-2010. *Journal of Climate*, vol. 28, n°20, p. 8037-8051.
- N'da, A. B., Bouchaou, L., Reichert, B., Hanich, L., Ait Brahim, Y., Chehbouni, A., Beraaouz, E. H. et Michelot, J. L. (2016) Isotopic signatures for the assessment of snow water resources in the Moroccan high Atlas mountains: contribution to surface and groundwater recharge. *Environmental Earth Sciences*, vol. 75, n°9.
- Ouellet, F., Langlois, A., Blukacz-Richards, E. A., Johnson, C. A., Royer, A., Neave, E. et Larter, N. C. (2016) Spatialization of the SNOWPACK Snow Model for the Canadian Arctic to Assess Peary Caribou Winter Grazing Conditions. *Physical Geography*, n°December 2016, p. 1-16.
- Ouellet, F., Langlois, A., Blukacz-Richards, E. A., Johnson, C. A., Royer, A., Neave, E. et Larter, N. C. (2017) Spatialization of the SNOWPACK snow model for the Canadian Arctic to assess Peary caribou winter grazing conditions. *Physical Geography*, vol. 38, n°2, p. 143-158.
- Ponomarenko, S., McLennan, D., Pouliot, D. et Wagner, J. (2019) High Resolution Mapping of Tundra Ecosystems on Victoria Island, Nunavut – Application of a Standardized Terrestrial Ecosystem Classification. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 45, n°5, p. 551-571.
- Prentice, I. C., Cramer, W., Harrison, S. P., Leemans, R., Robert, A. et Solomon, A. M. (1992) Special Paper : A Global Biome Model Based on Plant Physiology and Dominance , Soil Properties and Climate Published by : Blackwell Publishing Stable URL : <http://www.jstor.org/stable/2845499>, vol. 19, n°2, p. 117-134.

- Schmieder, J., Hanzer, F., Marke, T., Garvelmann, J., Warscher, M., Kunstmann, H. et Strasser, U. (2016) The importance of snowmelt spatiotemporal variability for isotope-based hydrograph separation in a high-elevation catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, n°12, p. 5015-5033.
- Serreze, M. C. et Barry, R. G. (2011) Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change*, vol. 77, n°1-2, p. 85-96.
- Sturm, M., Perovich, D. K. et Holmgren, J. (2002) Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, vol. 107, n°10.
- Taylor, S., Feng, X., Kirchner, J. W., Osterhuber, R., Klaue, B. et Renshaw, C. E. (2001) Isotopic evolution of a seasonal snowpack and its melt. *Water Resources Research*, vol. 37, n°3, p. 759-769.
- Taylor, S., Feng, X., Williams, M. et McNamara, J. (2002) How isotopic fractionation of snowmelt affects hydrograph separation. *Hydrological Processes*, vol. 16, n°18, p. 3683-3690.
- Touzeau, A., Landais, A., Morin, S., Arnaud, L. et Picard, G. (2017) Numerical experiments on isotopic diffusion in polar snow and firn using a multi-layer energy balance model. *Geoscientific Model Development Discussions*, p. 1-58.
- Town, M. S., Warren, S. G., Walden, V. P. et Waddington, E. D. (2008) Effect of atmospheric water vapor on modification of stable isotopes in near-surface snow on ice sheets. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 113, n°24, p. 1-16.
- Unnikrishna, P. V., McDonnell, J. J. et Kendall, C. (2002) Isotope variations in a Sierra Nevada snowpack and their relation to meltwater. *Journal of Hydrology*, vol. 260, n°1-4, p. 38-57.
- Wever, N., Fierz, C., Mitterer, C., Hirashima, H. et Lehning, M. (2014) Solving Richards Equation for snow improves snowpack meltwater runoff estimations in detailed multi-layer snowpack model. *Cryosphere*, vol. 8, n°1, p. 257-274.
- Williams, M. W., Seibold, C. et Chowanski, K. (2009a) Storage and release of solutes from a

- subalpine seasonal snowpack: Soil and stream water response, Niwot Ridge, Colorado. *Biogeochemistry*, vol. 95, n°1, p. 77-94.
- Williams, M. W., Seibold, C. et Chowanski, K. (2009b) Storage and release of solutes from a subalpine seasonal snowpack: Soil and stream water response, Niwot Ridge, Colorado. *Biogeochemistry*, vol. 95, n°1, p. 77-94.
- Winstral, A., Elder, K. et Davis, R. E. (2002) Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain-based parameters. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 3, n°5, p. 524-538.
- Würzer, S., Wever, N., Juras, R., Lehning, M. et Jonas, T. (2017) Modelling liquid water transport in snow under rain-on-snow conditions - Considering preferential flow. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 21, n°3, p. 1741-1756.

Annexes

Annexe 1. Exemple de carte matricielle issue de l'OSSA sur le site de Wekweeti



Annexe 2. Protocole d'échantillonnage

Précautions avant et pendant tout échantillonnage de neige

- **Ne pas trop s'approcher de l'endroit prévu pour le profil avec la motoneige.**
- **Se positionner dans le sens contraire du vent lors de l'approche. Faire en sorte d'éviter que les vapeurs de la motoneige ne se dirigent pas vers le profil.**
- **Positionner la façade du profil vers le Sud pour éviter l'ensoleillement de la paroi servant pour les mesures.**
- **Porter des gants de nitrile avant de procéder à l'échantillonnage de la neige.**
- **Ne jamais utiliser d'instrument de métal en contact avec la neige échantillonnée. Utiliser seulement des instruments de plastique.**
- **Essayez de répartir les échantillons sur l'ensemble de la campagne de terrain pour un endroit (lieu des mesures radiométriques). Exemple : 1 profil avec trois échantillons en début de campagne, en milieu et à la fin. Ceci permettra une résolution temporelle pour l'analyse. Le reste des échantillons peut être réparti sur l'ensemble de la zone. Tenter de couvrir des zones homogènes représentatives de l'environnement.**
- **Dans le cas d'une neige très dense, découvrir la paroi à l'aide d'une pelle en métal ou tout autre outil robuste. Cette paroi ne servira pas pour l'échantillonnage. Avec des gants stériles et à l'aide d'instruments de plastique robuste, démarrer le dévoilement d'une paroi reculez de quelques centimètres. Ceci afin d'éviter d'échantillonner la neige ayant été en contact avec un instrument de métal. Étage par étage, laisser tomber la neige des premiers centimètres et récolter la neige qui se trouve derrière en suivant les instructions suivantes.**

Lisez attentivement les instructions suivantes. Certaines contiennent des éléments cruciaux pour assurer l'intégrité des échantillons.

Échantillonnage :

1. Prendre un point GPS (noter l'identifiant du point GPS)
2. Noter le site
3. Noter la date et l'heure
4. Noter la température et les conditions météo
5. Noter le numéro du profil
6. Noter les numéros d'échantillon : No Profil-No Seau
7. Noter la profondeur de chaque échantillon (centre d'une couche) et la profondeur totale du tas de neige
8. Noter l'épaisseur des couches échantillonnées
9. Ajouter les informations du profil de neige si disponible ou associer une page
10. Mettre les gants (à changer entre les profils. À changer entre les échantillons **SI** en contact avec de la neige)
11. Recouvrir la spatule d'un plastique protecteur (à changer pour chaque échantillon)
12. Si impossible de recouvrir avec plastique, s'assurer de bien secouer l'instrument de tout grain de neige ou de poussières (essuyer avec un linge sec)

13. Pour chaque échantillon, remplir le seau de 1L avec de la neige à l'aide d'une cuillère et compacter (les seaux doivent être bien remplis)
14. S'assurer que les seaux sont bien fermés et étanches
15. Pour un seul profil très stratifié, prendre autant de seaux que de couches de neige homogènes (de la neige de surface jusqu'en profondeur)
16. Pour les autres profils, prendre trois seaux du haut vers le bas en couvrant toute la hauteur. Si trois couches sont visibles, prendre trois échantillons selon la profondeur de ces couches. Même chose pour un profil à 2 couches, ne prendre alors que deux échantillons. Si le profil est uniforme, divisez-le en trois et
17. Entreposez les seaux dans un bac de caoutchouc fermé ou un sac de plastique noir sur le terrain
18. *** **Éviter l'ensoleillement des seaux** ***

Au campement :

19. Laisser fondre doucement à température ambiante et à l'abri de la lumière (sac de plastique noir, lumière éteinte ou réfrigérateur)
20. **Ne pas appliquer de chaleur**
21. Noter combien de temps la neige a pris pour fondre et les mesures employées pour la fonte dans le cahier de terrain
22. Filtrer aussitôt que possible (pas plus d'une heure après que la neige soit entièrement fondue)

Filtrage (pour chaque seau) :

23. Mettre les gants
24. Retirer la seringue de l'emballage sans toucher le bout
25. Mélanger le seau d'eau (haut et bas), ouvrir doucement et tirer de l'eau avec la seringue
26. Remplir partiellement la seringue (10-20ml), tirer le reste avec de l'air, agiter pour rincer les parois et jeter entièrement (à répéter 3 fois au total)
27. Remplir la seringue
28. Retirer le filtre de son emballage sans toucher au bout
29. Attacher le filtre à la seringue
30. Faire sortir environ 20 ml pour conditionner le filtre
31. Noter le volume total d'eau qui aura été poussé par le filtre durant un échantillonnage
32. Lorsque vide, remplir la seringue par le haut ou retirer le filtre et aspirer plus d'eau par succion
33. Mettre 1 cm d'eau d'échantillonnage dans une bouteille de 20 ml, fermer et brasser pour rincer sans toucher le bord avec les doigts ou le bout de la seringue (à répéter 3 fois au total pour chaque bouteille)
34. Vider l'eau des bouteilles après rinçage
35. Remplir jusqu'à l'épaule et fermer hermétiquement
36. Entreposer à l'envers pour éviter l'évaporation
37. Rincer la bouteille de 125 ml (répéter les étapes 32-33)
38. Remplir la bouteille de 125 ml avec le restant de l'échantillon (pas trop grave si pas pleine, mais devrait être plus que 3/4)
39. Identifier les bouteilles avec une étiquette par bouteille
40. Vider l'eau restante de la seringue, remplir d'air et vider l'air à travers le filtre

41. Placer le filtre dans son emballage et étiqueter (No échantillon, date et heure et le volume total d'eau poussé au travers du filtre)
42. Placer le filtre dans le sac de plastique
43. Le paquet et les bouteilles peuvent ensuite être réfrigérés ou placés à température ambiante en prenant soin d'éviter la lumière
44. La seringue et les gants ne serviront pas pour d'autres échantillons. Les envoyer au sud pour recyclage
45. Pour réutiliser un seau pour l'échantillonnage de la neige, il suffit de secouer le plus possible pour retirer l'humidité. **Ne pas rincer avec de l'eau**

Transport à la fin du voyage

46. Mettre les échantillons dans une glacière
47. Placer une bouteille d'eau tiède dans la glacière pour prévenir le gel durant le transport
48. Remplir les espaces avec du papier journal pour éliminer l'air le plus possible
49. Sceller le couvercle de la glacière avec du ruban adhésif

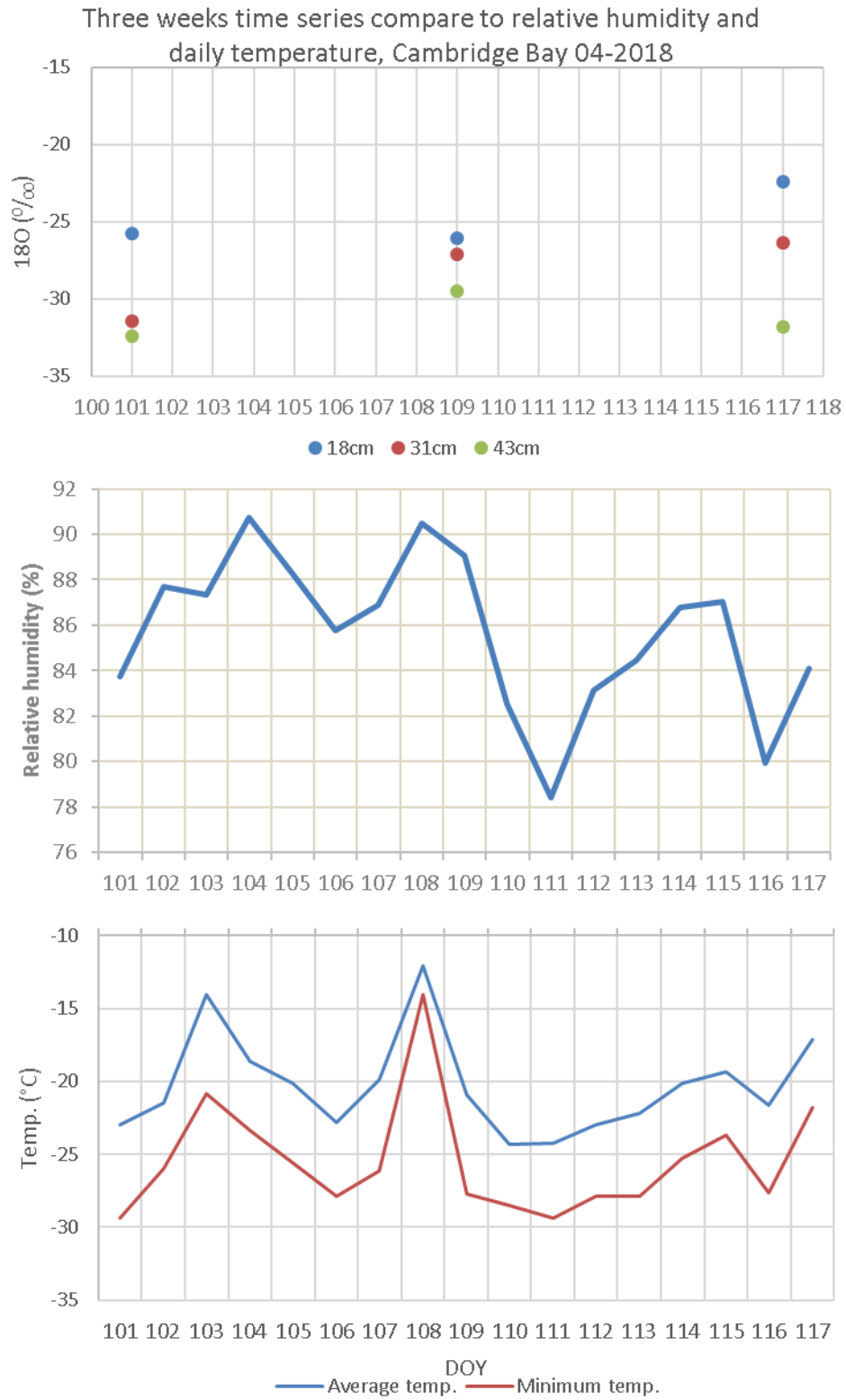
Étiquette par bouteille (2 par emballage)

- Date/heure du transfert
- Numéro d'échantillon = No profil (du premier au dernier, par site) - No Seau (ex : SP1_32)

Étiquette pour le filtre (1 par emballage)

- Numéro d'échantillon
- Date/heure (à la fin du transfert)
- Volume total d'eau filtré

Annexe 3. Expérience d'une séquence temporelle



Au cours de la campagne d'avril 2018 à Cambridge Bay, un site fut choisi pour une analyse temporelle de la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$). Le graphique précédent montre l'évolution des valeurs d'oxygène 18 selon trois périodes et trois profondeurs. La comparaison avec la température de l'air et l'humidité relative permet de constater que la couche supérieure (43 cm) est influencée par ces variations. Au niveau du premier jour (jour 101), l'état initial est tel que lors de la troisième visite (jour 117) avec pour coïncidence une humidité relative identique (84 %) ainsi qu'une température de l'air similaire (entre -17,5 et -22,5 °C). Alors que lors de la deuxième visite (jour 109), l'humidité de l'air à 89 % et la température élevée de -12,5 °C du jour précédent montrent une influence à l'enrichissement de la couche supérieure de -32‰ à -29‰.

Il faut toutefois considérer le fait qu'un profil de neige est une technique destructive et donc qu'il n'est possible de retourner exactement au même endroit pour effectuer les mesures à nouveau. Ce sont donc des profils séparés de quelques mètres qui ont été visités pour cette séquence temporelle. Cela peut alors engendrer des différences au niveau des propriétés physiques et des profils isotopiques puisque la stratigraphie de la neige est variable à l'échelle du mètre. Une attention fut portée afin de retirer les quelques centimètres de neige fraîche au sommet du manteau et ainsi toujours échantillonner à 43 cm pour la couche supérieure. Cet exercice de séquence temporelle fut appliqué sur plusieurs profils et selon une plus longue période lors de la campagne de mai-juin 2019. Les résultats sont à venir.

Annexe 4. Tableau incluant chaque profil avec le nombre d'échantillons selon les sites d'étude

SITE	PIT NAME	LATITUDE (°N)	LONGITUDE (°W)	NB_SAMPLES	DATE
WEKWEÈTÌ	SP5	64,085 3	114,080 6	3	23/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP4	64,047 9	114,063 2	3	23/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP11	64,114 9	114,331 6	5	24/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP9	64,103 2	114,349 0	3	24/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP8	64,103 8	114,365 4	3	24/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP24	64,143 1	114,126 9	3	25/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP21	64,149 9	114,101 0	1	25/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP20	64,148 6	114,083 7	2	25/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP19	64,144 1	114,066 6	3	25/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP1	64,190 3	114,176 7	3	22/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP2	64,046 6	114,056 0	3	23/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP3	64,047 5	114,060 4	3	23/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP25	64,150 9	114,150 9	3	25/03/2018
WEKWEÈTÌ	SP33	64,076 1	114,252 0	2	26/03/2018
CAMBRIDGE BAY	SPISO2	69,223 1	104,919 6	4	17/04/2018
CAMBRIDGE BAY	SBR_SP3	69,136 4	104,935 3	9	11-19-27/04/2018
CAMBRIDGE BAY	MPSP3	69,133 6	104,972 5	1	18/04/2018
CAMBRIDGE BAY	SPSLP	69,251 9	104,807 8	4	23/04/2018
CAMBRIDGE BAY	SPISO1	69,216 1	104,918 7	3	17/04/2018
CAMBRIDGE BAY	T4SP10	69,275 2	104,658 5	6	21/04/2018
CAMBRIDGE BAY	SPSTRA2	69,222 6	104,897 5	5	22/04/2018
CAMBRIDGE BAY	T4SP1	69,199 1	104,670 2	3	24/04/2018
CAMBRIDGE BAY	SPM	69,177 3	104,376 5	7	20/04/2018
CAMBRIDGE BAY	SO1	69,225 3	104,881 0	1	19/07/2018
CAMBRIDGE BAY	SO2	69,232 5	104,899 0	1	19/07/2018
CAMBRIDGE BAY	SW1	69,232 5	104,898 9	1	25/07/2018
CAMBRIDGE BAY	SW2	69,227 5	104,891 9	1	25/07/2018
CAMBRIDGE BAY	SW3	69,222 8	104,904 7	1	28/07/2018
CAMBRIDGE BAY	SU1	69,227 5	104,891 9	1	25/07/2018
CAMBRIDGE BAY	G1	69,183 7	104,919 8	1	19/07/2018
CAMBRIDGE BAY	G2	69,183 7	104,919 8	1	25/07/2018
CAMBRIDGE BAY	STWSNO	69,251 8	104,796 5	1	26/07/2018
CAMBRIDGE BAY	SNOW1_30	69,251 8	104,796 5	1	26/07/2018
CAMBRIDGE BAY	SNOW2_49	69,251 8	104,796 5	1	26/07/2018
CAMBRIDGE BAY	RAIN1	69,120 9	105,045 1	1	27/07/2018
CAMBRIDGE BAY	RAIN4	69,120 9	105,045 1	1	27/07/2018
TVC	RC1	68,742 4	133,497 2	6	12/01/2019
TVC	RC2	68,741 9	133,500 1	6	17/01/2019

HERSCHEL ISLAND	SP48	69,574 3	138,897 1	4	30/04/2019
HERSCHEL ISLAND	SP54	69,594 4	138,915 7	3	02/05/2019
HERSCHEL ISLAND	SP57	69,562 7	139,052 7	3	03/05/2019
CAMBRIDGE BAY	CALAPIT1	69,230 1	104,874 7	4	28/05/2019
CAMBRIDGE BAY	CALAPIT2	69,216 9	104,924 9	3	01/06/2019
CAMBRIDGE BAY	GT2SP14	69,194 0	104,812 0	3	28/04/2019
CAMBRIDGE BAY	GT2SP14_2	69,223 2	104,899 6	4	13/05/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT1	69,223 2	104,899 6	3	29/04/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT1_2	69,223 2	104,899 6	4	10/05/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT1_3	69,223 4	104,899 7	4	23/05/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT1_4	69,223 4	104,899 8	7	31/05/2109
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT1_5	69,223 4	104,899 8	2	03/06/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT1_6	69,223 5	104,899 8	5	05/06/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT2_1	69,218 9	104,893 2	3	29/04/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT2_2	69,218 9	104,893 2	3	06/05/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT2_3	69,218 8	104,893 3	3	16/05/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT2_4	69,218 9	104,893 5	3	26/05/2019
CAMBRIDGE BAY	IMAPIT2_5	69,219 0	104,893 5	4	31/05/2019
CAMBRIDGE BAY	SEMIDPIT_1	69,230 2	104,874 7	5	26/05/2019
CAMBRIDGE BAY	SEMIDPIT_2	69,230 2	104,874 7	5	30/05/2019
CAMBRIDGE BAY	SEMIDPIT_3	69,230 2	104,874 7	5	01/06/2019
CAMBRIDGE BAY	IMASP69	69,224 5	104,900 4	2	11/05/2019
CAMBRIDGE BAY	MELTSURF	69,121 4	105,045 6	1	29/05/2019
CAMBRIDGE BAY	FREESURF	69,121 4	105,045 6	1	30/05/2019
CAMBRIDGE BAY	TRIPLEX	69,121 3	105,044 5	1	17/05/2019
CAMBRIDGE BAY	LAKEWATER	69,221 6	104,875 7	1	30/04/2019
CAMBRIDGE BAY	FRESH	69,221 5	104,882 1	1	30/04/2019
CAMBRIDGE BAY	ICECORE	69,221 6	104,875 7	1	30/04/2019
CAMBRIDGE BAY	PONDLAKE1	69,217 0	104,924 6	1	01/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND1	69,225 4	104,893 3	1	01/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND2	69,223 4	104,901 0	1	03/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND3	69,219 0	104,893 6	1	05/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND5	69,223 2	104,906 2	1	05/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND8	69,221 2	104,880 6	1	07/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND9	69,222 5	104,864 4	2	07/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND7	69,218 7	104,918 2	2	07/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND12	69,221 9	104,852 7	2	07/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND4	69,222 1	104,905 2	2	05/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND10	69,222 1	104,859 2	2	07/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND6	69,218 3	104,920 4	2	07/06/2019
CAMBRIDGE BAY	LANDPOND11	69,221 9	104,852 7	2	07/06/2019

CAMBRIDGE BAY	SW1			1	01/06/2019
			Total	216	